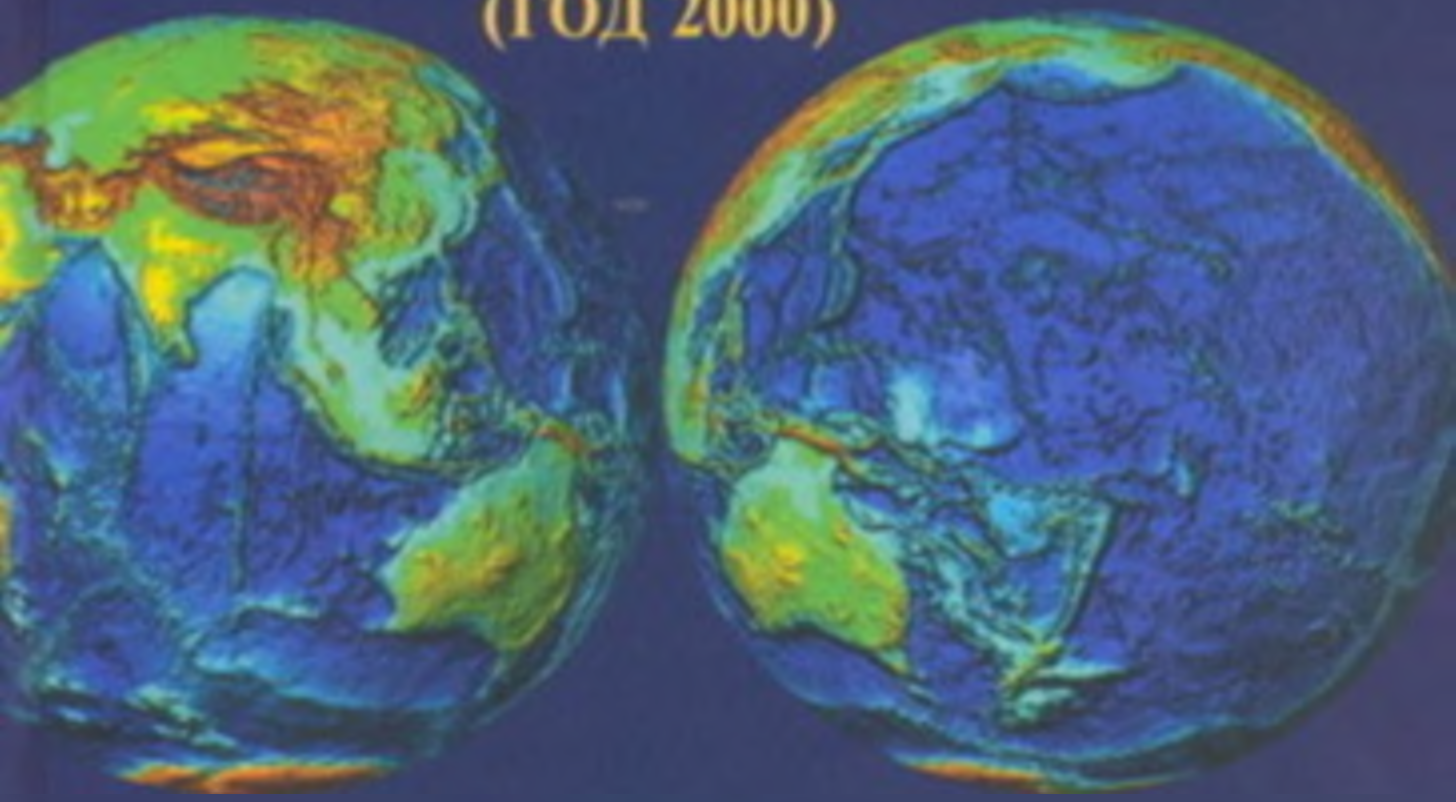
В.Е. Хаин

ТЕКТОНИКА КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

(ГОД 2000)



НАУЧНЫЙ МИР

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ЛИТОСФЕРЫ ОКРАИННЫХ И ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ

V.E. Khain

TECTONICS OF CONTINENTS AND OCEANS

(year 2000)

MOSCOW
SCIENTIFIC WORLD
2001

В.Е. Хаин

ТЕКТОНИКА КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

(год 2000)

МОСКВА
НАУЧНЫЙ МИР
2001

УДК 551.24
ББК 26.324
Х16

Хаин В.Е.

Х16 ТЕКТОНИКА КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ (год 2000). – М.: Научный мир, 2001. – 606 с.: 8 цв. ил.

ISBN 5-89176-138-6

В книге последовательно рассмотрены основные черты строения и тектонического развития главных структурных элементов земной коры – континентов и океанов – на основе обобщения всех опубликованных к началу нового столетия литературных материалов. Изложение сопровождается оригинальными тектоническими схемами каждого континента и океана и другой графикой, иллюстрирующей структуру и тектоническую эволюцию отдельных регионов Земли.

УДК 551.24
ББК 26.324

Khain V.E.

TECTONICS OF CONTINENTS AND OCEANS (year 2000). Moscow: Scientific World, 2001. – 606 p.: 8 color ill.

Summing-up materials published by the beginning of this century main characteristics of structure and tectonic development of basic structural elements of the Earth's crust are considered in a consecutive order in the book. It also contains informative tectonic schemes of each continent and ocean and includes other figures to illustrate the structure and tectonic evolution of different parts of the Earth.

ISBN 5-89176-138-6

© Хаин В.Е., 2001
© Научный мир, 2001

ОГЛАВЛЕНИЕ

ОТ АВТОРА 11

Глава 1. **ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ КОРЫ И ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ** 13

Глава 2. **СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА И ГРЕНЛАНДИЯ** 18
2.1. Северо-Американская древняя платформа 18
2.2. Палеозойское обрамление древней платформы 34
2.3. Северо-Американские Кордильеры 46
2.4. Впадина Мексиканского залива и молодая платформа его побережья (Галф Кост). Приатлантической равнины 62
2.5. Основные этапы развития 65

Глава 3. **АНТИЛЬСКО-КАРИБСКАЯ ОБЛАСТЬ** 80
3.1. Большие Антиллы 80
3.2. Малые Антиллы 84
3.3. Подветренные Антиллы и Береговые хребты Венесуэлы 85
3.4. Центральная Америка 85
3.5. Глубоководные впадины Карибского моря 86
3.6. Основные этапы развития региона 88

Глава 4. **ВНЕАЛЬПИЙСКАЯ ЕВРОПА** 95
4.1. Восточно-Европейская древняя платформа 95
4.2. Баренцево-Печорская платформа 114
4.3. Каледониды Северо-Западной и Центральной Европы 118
4.4. Герциниды (варисциды) Центральной и Западной Европы и Магриба 127
4.5. Чехол молодой Западно-Европейской платформы 138
4.6. Скифская и Западно-Туранская молодые платформы 142
4.7. Основные этапы тектонического развития Европейского континента 147

Глава 5. **СЕВЕРНАЯ И ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ** 166
5.1. Сибирская древняя платформа 167
5.2. Китаиско-Кореиская древняя платформа 179
5.3. Таримская платформа 184
5.4. Южно-Китайская платформа (платформа Янцзы) 186
5.5. Массивы докембрийской континентальной коры – микроконтиненты в пределах подвижных поясов неогея 189
5 6. Палеоазиатский океан и Урало-Охотский подвижный пояс 192

5.7. Палео- и Мезотетис и палеозойско-раннемезозойские сооружения Центральной и Юго-Восточной Азии ... 229
5.8. Тихоокеанская окраина Азии ... 234
5.9. Кайнозойские рифтовые системы материковой Восточной Азии ... 265
5.10. Основные этапы развития внеальпийской Азии ... 268

Глава 6. **ЮЖНАЯ АМЕРИКА. ДУГА И МОРЕ СКОТИЯ** ... 285
6.1. Южно-Американская древняя платформа ... 285
6.2. Патагонская молодая платформа ... 293
6.3. Андский подвижный пояс ... 293
6.4. Основные этапы развития Южной Америки ... 300
6.5. Дуга и море Скотия ... 306

Глава 7. **АФРИКА И АРАВИЯ** ... 309
7.1. Африканская платформа ... 309
7.2. Основные этапы развития Африки и Аравии ... 331

Глава 8. **ИНДОСТАН** ... 338
8.1. Фундамент Индостанской платформы ... 338
8.2. Чехол платформы ... 344
8.3. Основные этапы развития ... 346

Глава 9. **АВСТРАЛИЯ И МЕЛАНЕЗИЯ** ... 349
9.1. Древняя Австралийская платформа ... 349
9.2. Тасманский палеозойско-раннемезозойский складчато-надвиговый пояс ... 355
9.3. Основные этапы формирования Австралийского континента ... 359
9.4. Тихоокеанская окраина Австралии. Меланезия ... 363
9.5. Основные этапы тектонического развития Меланезии ... 373

Глава 10. **АНТАРКТИДА** ... 377
10.1. Восточно-Антарктическая платформа ... 377
10.2. Трансантарктический складчатый пояс ... 378
10.3. Гондванский и постгондванский осадочный чехол Восточной Антарктиды ... 378
10.4. Западная Антарктида ... 382
10.5. Антарктанды ... 383
10.6. Основные этапы развития Антарктиды ... 383

Глава 11. **АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС** ... 389
11.1. Пиренейско-Эльбурская ветвь ... 389
11.2. Добруджинско-Крымско-Кавказско-Копетдагская ветвь ... 410
11.3. Черноморская и Южно-Каспийская впадины и Северо-Закавказская зона межгорных прогибов ... 421
11.4. Западно-Средиземноморская ветвь Альпийско-Гималайского пояса ... 427
11.5. Динаро-Зондская ветвь Альпийско-Гималайского пояса ... 439
11.6. Основные этапы развития пояса ... 472

Глава 12. **АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН** ... 484
12.1. Центральный сегмент ... 484
12.2. Ньюфаундлендско-Иберийский сегмент ... 490
12.3. Лабрадорско-Британский сегмент ... 493
12.4. Гренландско-Исландско-Фарерский порог ... 495
12.5. Норвежско-Гренландский сегмент ... 497
12.6. Приантарктический сегмент ... 500
12.7. Южный сегмент ... 501

12.8. Экваториальный сегмент 504
12.9. Основные этапы развития и некоторые особенности структуры 506

Глава 13. **СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН** 511
13.1. Евразийская впадина 511
13.2. Зона срединных поднятий и котловин 513
13.3. Амеразийская (Канадская) впадина 514
13.4. Основные этапы развития 517

Глава 14. **ИНДИЙСКИЙ И ЮЖНЫЙ ОКЕАНЫ** 523
14.1. Северо-Западный (Индо-Аравийский) сегмент 523
14.2. Северо-Восточный (Индийско-Зондский) сегмент 527
14.3. Юго-Восточный (Австрало-Антарктический) сегмент 534
14.4. Юго-Западный (Африкано-Антарктический) сегмент 535
14.5. Основные этапы развития и особенности структуры 537

Глава 15. **ТИХИЙ ОКЕАН** 542
15.1. Южный сегмент 542
15.2. Северо-Восточный сегмент 549
15.3. Северо-Западный сегмент 554
15.4. Основные этапы и особенности развития 561

Глава 16. **ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ** 567
16.1. Архей – переход от плюм- к плейт-тектонике? 567
16.2. Ранний и средний протерозой – тектоника малых плит 569
16.3. Поздний протерозой и ранний палеозой – распад Родинии и его следствия 572
16.4. Поздний палеозой – триас. Становление Пангеи 577
16.5. Юра – ранний палеоген. Распад Пангеи 580
16.6. Олигоцен–квартер. Неотектонический этап 583

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА 586

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ 587

CONTENTS

PREFACE 11

Chapter 1. **MAIN FEATURES OF THE MODERN STRUCTURE OF THE EARTH'S CRUST AND LITHOSPHERE** 13

Chapter 2. **NORTH AMERICA AND GREENLAND** 18
2.1. North American ancient platform 18
2.2. Paleozoic framing of the ancient platform 34
2.3. North American Cordillera 46
2.4. Gulf of Mexico basin and the Gulf Coast and Atlantic coastal plain young platforms 62
2.5. Main stages of evolution 65

Chapter 3. **ANTILLEAN-CARIBBEAN REGION** 80
3.1. Greater Antilles 80
3.2. Lessen Antilles 84
3.3. Leeward Antilles 85
3.4. Central America 85
3.5. Deep basins of the Caribbean Sea 86
3.6. Main stages of evolution of the region 88

Chapter 4. **EXTRA-ALPINE EUROPE** 95
4.1. East European ancient platform 95
4.2. Barents-Pechora platform 114
4.3. North West and Central Europe Caledonides 118
4.4. Central and Western Europe and Magbreb Hereynides (Variscides) 127
4.5. Sedimentary cover of the young West European platform 138
4.6. Scythian and West-Turan young platforms 142
4.7. Main stages of the tectonic evolution of the European continent 147

Chapter 5. **NORTHERN AND EASTERN ASIA** 166
5.1. Siberian ancient platform 167
5.2. Sino-Korean ancient platform 179
5.3. Tarim platform 184
5.4. South China (Yangtze) platform 186
5.5. Precambrian continental crust massifs – microcontinents in the Neogaicum mobile belts 189
5.6. Paleoasian ocean and the Ural-Okhotsk mobile belt 192
5.7. Paleo- and Mesotethys and the Paleozoic and Early Mesozoic orogenic edifices of the Central and South-Eastern Asia 229
5.8. The Pacific margin of Asia 234

5.9. Cenozoic rift systems of the continental Eastern Asia 265
5.10. Main stages of evolution of the extraalpine Asia 268

Chapter 6. **SOUTH AMERICA. SCOTIA ARC AND SEA** 285
6.1. South American ancient platform 285
6.2. Patagonia young platform 293
6.3. Andean mobile belt 293
6.4. Main stages of South America evolution 300
6.5. Scotia arc and sea 306

Chapter 7. **AFRICA AND ARABIA** 309
7.1. African platform 309
7.2. Main stages of Africa and Arabia evolution 331

Chapter 8. **INDIA** 338
8.1. Basement of the Indian platform 338
8.2. Sedimentary cover of the Indian platform 344
8.3. Main stages of evolution 346

Chapter 9. **AUSTRALIA AND MELANESIA** 349
9.1. Australian ancient platform 349
9.2. Tasman Paleozoic – Early Mesozoic fold belt 355
9.3. Mains stages of formation of the Australian continent 359
9.4. Pacific margin of Australia. Melanesia 363
9.5. Main stages of tectonic evolution of Melanesia 373

Chapter 10. **ANTARCTICA** 377
10.1. East Antarctica platform 377
10.2. Transantarctic fold belt 378
10.3. Gondwana and post-Gondwana sedimentary cover of the East Antarctic platform 378
10.4. West Antarctica 382
10.5. Antarctandes 383
10.6. Main stages of Antarctica evolution 383

Chapter 11. **ALPINE-HIMALAYAN MOBILE BELT** 389
11.1. Pyrenees-Alborz branch 389
11.2. Dobrogea-Crimea-Kopetdagh branch 410
11.3. Black Sea and South Caspian basins and North Transcaucasian zone of intermontane basins 421
11.4. West Mediterranean branch of the Alpine-Himalayan belt 427
11.5. Dinaro-Sunda branch of the Alpine-Himalayan belt 439
11.6. Main stages of the belt evolution 472

Chapter 12. **ATLANTIC OCEAN** 484
12.1. Central segment 484
12.2. Newfoundland-Iberian segment 490
12.3. Labrador-Britain segment 493
12.4. Greenland-Iceland-Faroe swell 495
12.5. Norway Greenland segment 497
12.6. Subantarctic segment 500
12.7. Southern segment 501
12.8. Equatorial segment 504
12.9. Main stages of evolution and some peculiarities of the structure 506

Chapter 13. **ARCTIC OCEAN** 511
13.1. Eurasian basin 511
13.2. Zone of medium rises and basins 513
13.3. Amerasian (Canada) basin 514
13.4. Main stages of evolution 517

Chapter 14. **INDIAN AND SOUTHERN OCEAN** 523
14.1. Northwestern (Indo-Arabian) segment 523
14.2. Northeastern (Indo-Sunda) segment 527
14.3. Southeastern (Australo-Antarctic) segment 534
14.4. Southwestern (Africa-Antarctica) segment 535
14.5. Main stages of evolution and peculiarities of structure 537

Chapter 15. **PACIFIC OCEAN** 542
15.1. Southern segment 542
15.2. Northeastern segment 549
15.3. Northwestern segment 554
15.4. Main stages and peculiarities of evolution 561

Chapter 16. **MAIN STAGES OF EARTH'S CRUST EVOLUTION** 567
16.1. Archean-plume to plate tectonics transition 567
16.2. Early and Middle Proterozoic – small plate tectonics 569
16.3. Late Proterozoic – Early Paleozoic – Rodinia's breakup and its consequences 572
16.4. Late Paleozoic – Triassic. Pangea emergence 577
16.5. Jurassic – Early Paleogene, Pangea breakup 580
16.6. Oligocene–Quaternary. Neotectonic stage 583

EDDITION LITERATURE 586

GLOSSARY 587

ОТ АВТОРА

Ровно сто лет назад, на торжестве по случаю 200-летнего юбилея Российской горно-геологической службы, великий русский геолог Александр Петрович Карпинский произнес фразу, ставшую памятной: «Геологу нужна вся Земля». Смысл этой краткой фразы был совершенно очевиден – для познания закономерностей строения и развития земной коры и размещения в ней полезных ископаемых нужно обобщение всего глобального геологического материала.

Первая попытка в этом направлении была предпринята на том же рубеже XIX и XX веков другим великим геологом – австрийцем Эдуардом Зюссом в 1883–1909 гг., создавшим свой фундаментальный труд «Лик Земли» (творчеству Зюсса посвятил специальную книгу В.А.Обручев). Но «Лик Земли», несмотря на весь талант и все усилия Зюсса, не был еще по-настоящему тем глобальным обобщением, которое, очевидно, имел в виду Карпинский – в нем рассматривались лишь континенты, да и то в пределах последних оставалось немало белых пятен, существование которых Зюсс пытался преодолеть с помощью своей интуиции, опираясь, по существу, лишь на данные орографии. К тому же, во времена Зюсса данные по истории Земли, по существу, ограничивались фанерозоем, который, как нам теперь известно, охватывает лишь последний отрезок этой истории, составляющий 1/9 от общей ее продолжительности. Следует еще отметить, что теоретической основой труда Зюсса была контракционная тектоническая гипотеза, не признававшая возможность перемещения континентальных блоков по поверхности Земли и вынуждавшая рассматривать океаны как глубоко погруженные участки континентальной коры.

Только в середине XX века началось интенсивное изучение строения ложа океанов, и к 70-м годам был получен уже довольно достоверный материал по этому вопросу. Одновременно успешно завершалось изучение тех малодоступных районов континентов (Центральная Азия, Арктика, Антарктида), которые и представляли ранее «белые пятна». Успехи радиогеохронометрии впервые составили надежную основу для расшифровки докембрийской истории Земли. Развитие геофизики и геохимии достигло такого уровня, что никакие геологические построения уже не могли претендовать на достоверность без учета и использования материалов этих наук. В решающей степени на основе данных геофизики была разработана теория тектоники литосферных плит, позволившая совершенно по-новому осветить геологическую эволюцию нашей планеты.

Все это породило естественную потребность нового глобального обобщения мирового геологического материала. Автор этой книги, отнюдь не сравнивая себя с Зюссом, родившийся в тот самый год (1914), когда Зюсс ушел из жизни, предпринял попытку такого обобщения, опубликовав в 1971–1985 гг. пять томов «Региональной геотектоники». Хотя этот опыт и получил некоторое признание, сам автор не мог считать его вполне удавшимся, по крайней мере по двум причинам. Прежде всего потому, что, растянувшись во времени, составление этого труда пришлось на период смены фиксистских представлений мобилистскими, что и отразилось на содержании первых и последних томов «Региональной геотектоники». И затем, объем данного труда оказался столь значительным, что он не мог быть использован в учебных целях не то что студентами, но даже и преподавателями вузов, что автор испытал на практике, много лет читая курс региональной геотектоники в Московском университете им. М.В.Ломоносова.

Все это и подвигло меня предпринять новую попытку подобного обобщения – на этот раз в одной книге и, так сказать, в одном временном срезе – на уровне наших знаний и представлений, сложившихся к самому исходу XX столетия.

Снова вынужденно обращаясь к сравнению с Зюссом, должен сказать, что стоявшая передо мной задача была одновременно более легкой и более трудной, чем та, перед которой оказался мой замечательный пред-

шественник. Более легкой потому, что я мог располагать неизмеримо более полными сведениями о строении практически всех, в том числе самых отдаленных и ранее малодоступных уголков земного шара, в то время как Эдуарду Зюссу приходилось восполнять явный недостаток таких сведений своей гениальной интуицией. Но одновременно обилие литературы, насчитывающей теперь не то что сотни, а многие тысячи названий и содержащей нередко противоречивые сведения, создавало очевидную трудность в ее достаточно полном использовании.

Кстати сказать, по последней причине автор данной книги посчитал практически невыполнимым сопроводить ее текст достаточно полным списком использованной литературы и решил ограничиться лишь помещением в конце отдельных глав кратких списков новейших, в основном опубликованных в последнее десятилетие работ, рассчитывая, что ссылки на более ранние публикации читатель сможет найти в ранее изданных томах «Региональной геотектоники» и в самих цитированных статьях и книгах. Я также старался избегать упоминания имен отдельных исследователей за исключением тех случаев, когда они являлись авторами альтернативных высказываний по дискуссионным вопросам. Надеюсь, что меня извинят за эти вынужденные вольности.

Я искренне признателен директору Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН Н.А.Богданову за постоянное внимание и содействие моей работе над настоящей книгой, немало способствовавших ее завершению.

Не могу также не выразить благодарность тем, кто мне помог в осуществлении и издании задуманного труда. Это относится к моей постоянной помощнице – лаборанту А.Г.Окновой, бывшей аспирантке – кандидату наук Н.А.Яблонской, помогшей в составлении карт континентов, аспиранту В.Е.Вержбицкому, составившему карты океанов, зав. библиотекой Геологического факультета МГУ Н.В.Бакшеевой, ст. библиографу М.Д.Рябухиной, картографу Е.П.Загозиной.

Глава 1

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ КОРЫ И ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

В современной структуре верхней части твердой Земли приходится различать два уровня – коровый и литосферный. Литосферный план определяется разделением литосферы на плиты, разграниченные осями спрединга, совпадающими со срединно-океанскими хребтами, зонами субдукции вдоль глубоководных желобов или трансформными разломами. Положение как тех, так и других намечается по концентрации эпицентров землетрясений. Впервые картина современного распределения литосферных плит была намечена в 1968 г. К. Ле Пишоном и в основном нашла подтверждение в дальнейших океанологических и сейсмологических исследованиях, а также уточнение в моделях NUVEL-1 и NUVEL-1A. В последние годы она была еще больше уточнена альтиметрической спутниковой съемкой, а кинематика современных взаимных перемещений плит, первоначально установленная по новейшим полосовым магнитным аномалиям, прошла проверку и также подверглась уточнению методами космической геодезии – длиннобазовой интерферометрии, применением лазерных отражателей, а в самое последнее время – системы GPS. Все эти исследования в основном подтвердили модель NUVEL-1A, внеся в нее лишь некоторые коррективы. Вместе с тем они показали, что внутри плит, в частности на примере Северо-Американского континента, существенных горизонтальных смещений не происходит, т.е. подтвердили их монолитность, за исключением крупных рифтовых систем (Восточная Африка) и краевых подвижных поясов (Северо-Американские Кордильеры).

Среди литосферных плит следует различать плиты трех порядков (рис.1-1). Наиболее крупных из них – мегаплит – насчитывается семь – Северо-Американская, Евразийская, Южно-Американская, Африканская, Индо-Австралийская, Антарктическая и Тихоокеанская. Самостоятельность этих плит не вызывает сомнений, но их границы не везде являются четкими. Это касается, в частности, границы между Северо- и Южно-Американскими плитами между Антильской зоной субдукции и противолежащим отрезком Срединно-Атлантического хребта, между Евразийской и Африканской плитами на участке между Азорскими о-вами и Гибралтаром и морем Альборан, и особенно – между Евразийской и Северо-Американской плитами в пределах Северо-Востока России и прилегающих морей. Весьма сложной выглядит при детальном рассмотрении картина строения тройных сочленений плит, отражающая их крайнюю неустойчивость во времени. Это было показано на примере таких сочленений в районах о. Буве в Атлантике и Родригес в Индийском океане.

Уже в первоначальных схемах наряду с главными плитами были выделены плиты второго порядка – их можно назвать мезоплитами, которых вначале также насчитывалось семь. Это плиты Кокос, Карибская, Наска, Скотия, Аравийская, Филиппинская, Каролинская. Их поперечный размер обычно не намного превышает тысячи километров. В дальнейшем получило общее признание выделение таких плит, как Иберийская, Анатолийская, Охотоморская, Амурская. Приводятся доводы в пользу существования самостоятельных плит того же порядка – Сомалийской, Берингии.

Плитами «третьего разряда» – микроплитами, являются плиты с размерами в сотни километров. К числу тех из них, которые утвердились в литературе, относятся микроплиты, выделенные в крайней северо-восточной части Тихого океана, у берегов Канады и США – Горда, Хуан-де-Фука, Эксплорер. К этому же разряду относятся микроплиты, выделенные между Индо-Австралийской и Тихоокеанской плитами на юго-востоке Тихого океана. В принципе в качестве таких же микроплит должны выделяться островные дуги, ограниченные либо с двух сторон зонами субдукции, как Филиппинский архипелаг, либо с одной стороны зоной субдукции, а с другой – осью задугового спрединга, как Южно-Сандвичева дуга. Более спорной является возможность выделения системы микроплит в шельфовой полосе диффузной сейсмичности, разделя-

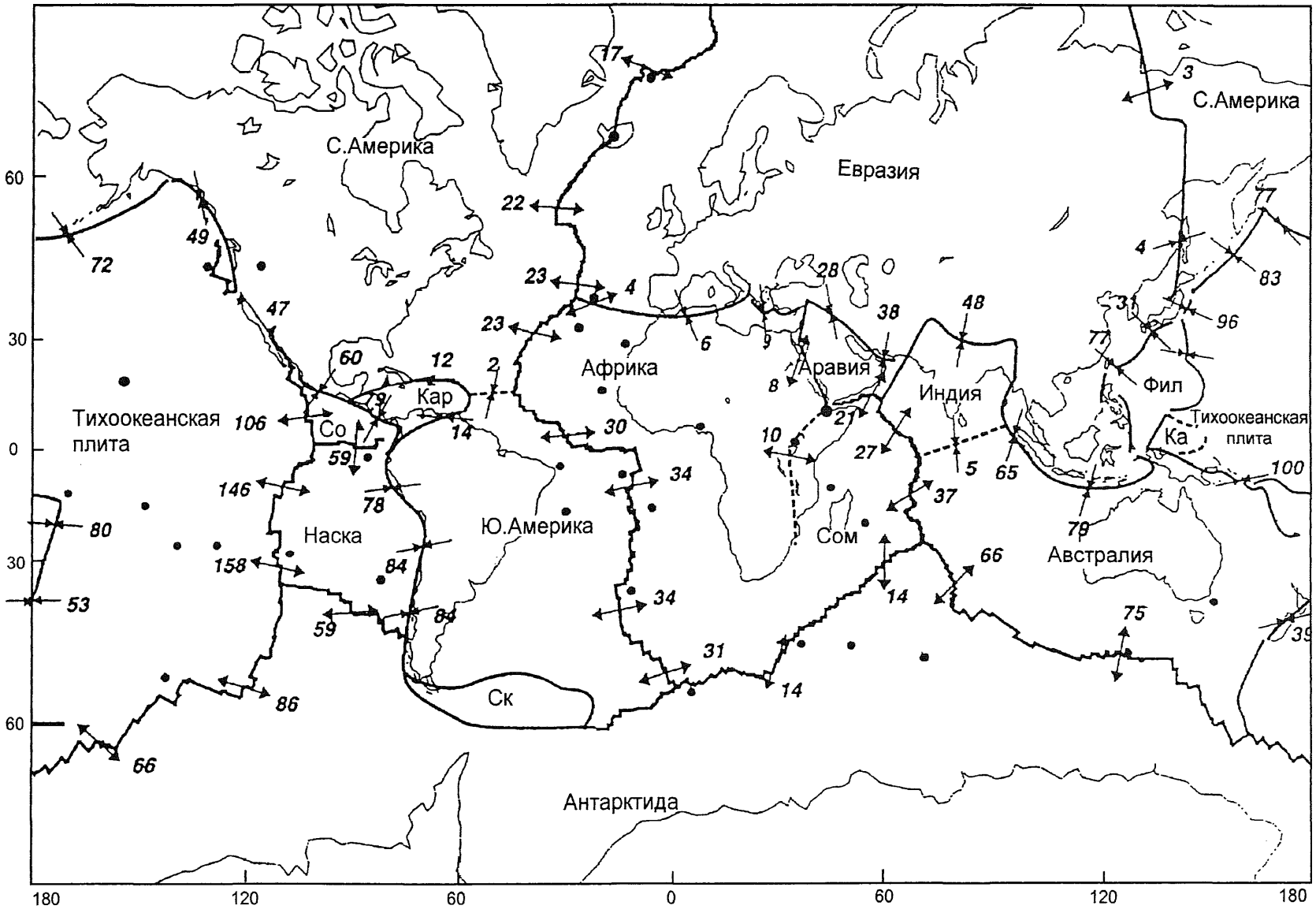


Рис. 1-1. Современные литосферные плиты и их кинематика (по С.Лаллеману)
Скорости смещения плит в мм/г. Малые плиты: Ко – Кокосовая, Кар – Карибская, Ск – Скотия, Сом – Сомалийская, Фил – Филиппинская, Ка – Каролинская. Точками показаны главные «горячие точки»

ющей Евразийскую и Индо-Австралийскую плиты в Центральной Азии, крайними звеньями которой являются уже упомянутые Иберийская и Амурская плиты – в некоторых схемах (С.А.Ушакова и др.) их различается до двух десятков. И, наконец, микроплиты приходится выделять в районах тройных сочленений мега- и мезоплит, например, в районе о. Пасхи, Галапагосских или Азорских о-вов.

Необходимо еще заметить, что разделение межплитных границ на дивергентные – спрединговые, конвергентные – субдукционные и трансформные в действительности не является столь однозначным, как это первоначально представлялось. Оказалось, в частности, что направления перемещения плит в сторону зон субдукции далеко не всегда строго перпендикулярны по отношению к простиранию последних, и поэтому нередко вдоль них возникает сдвиговая компонента. Не исключено, что последняя присутствует и вдоль некоторых осей спрединга, например, хр. Рейкьянес в Атлантике и хр. Карлсберг в Индийском океане. С другой стороны, вдоль крупных трансформных разломов на некоторых участках, кроме латерального смещения их крыльев, наблюдается растяжение с образованием желобов, а на других – сжатие, т.е. либо транстенсия, либо транспрессия.

Все эти особенности и сложности, наблюдаемые при современном расчленении литосферы на плиты, проявлялись, несомненно, и в геологическом прошлом и должны учитываться при палеотектонических реконструкциях. Это сравнительно просто делать и делается на основе анализа линейных магнитных аномалий для относительно недавнего прошлого, для последних 180 млн лет. Гораздо хуже обстоит дело с более ранним временем, когда приходится основываться лишь на геологических и скудных и неточных палеомагнитных данных. Но учитывать возможность достаточно сложных взаимоотношений плит разного порядка в прошлом необходимо при всех условиях.

На коровом уровне основное значение имеет разделение на континенты и океаны. Оно далеко не вполне совпадает с делением литосферы на плиты, но сильно влияет на их внутреннюю неоднородность, так как по современным данным мощность литосферы в пределах континентов большей частью превышает 200 и может достигать 400 км, практически охватывая весь объем коры и верхней мантии, в противоположность океанской литосфере, мощность которой не превосходит 100 км. В настоящее время вполне справедливо признается, что распределение континентальных глыб имеет решающее значение в определении рисунка конвективных течений в верхней мантии (В.П.Трубицын и др.).

Континентальные глыбы составляют существенную часть площади шести из семи главных литосферных плит, занимая, как правило, их центральные части. Лишь Тихоокеанская плита является целиком океанской. При этом Индо-Австралийская плита включает две крупных континентальных глыбы – Индийскую и Австралийскую; это не случайно, так как до позднего эоцена существовало две самостоятельных литосферных плиты, Индийская и Австралийская, разделенных осью спрединга. Помимо крупных континентальных глыб существуют более мелкие, известные как микроконтиненты, например, Роколл в Атлантике, Мадагаскар и Сейшеллы в Индийском океане и др. В геологическом прошлом число таких микроконтинентов временами было гораздо более значительным.

Большую часть площади континентов занимают, как правило, древние платформы – кратоны (рис.1-2), фундамент которых образует континентальная кора докембрийского, причем в основном раннедокембрийского возраста, состоящая из гнейсов, кристаллических сланцев амфиболитовой и гранулитовой фаций и гранитов. В строении Индо-Австралийской плиты, как отмечалось, принимают участие два континента и, соответственно, два древних кратона, а в строении Евразийской плиты – четыре крупных кратона (Восточно-Европейский, Сибирский, Китайско-Корейский, Южно-Китайский и несколько более мелких континентальных блоков – Синобирмания, Индосиния и др.). Континент Евразия является единственным, лежащим в пределах не одной, а трех литосферных плит – Евразийской, Аравийской, Индо-Австралийской.

Помимо древних платформ в строении континентов участвуют фанерозойские (или позднепротерозойско-фанерозойские) покровно-складчатые пояса – орогены, выраженные в рельефе горными сооружениями, в противоположность равнинному, в основном, рельефу кратонов. Эти пояса обрамляют кратоны либо с одной стороны, как это наблюдается в Южной Америке, Австралии, Антарктиде, либо практически со всех сторон, как то имеет место в Северной Америке, Европе и Азии (кроме Индостана). А Африканский континент почти целиком представляет собой древнюю платформу.

Мощность коры в пределах древних платформ составляет 35–40 км, увеличиваясь до 50–70 км в пределах орогенов. Но часть последних оказывается нивелированной денудацией и перекрытой более молодыми отложениями осадочного чехла, большей частью юрскими и более молодыми. Там, где этот чехол занимает достаточно большие площади, последние именуются молодыми платформами; наиболее крупные из них – Западно-Сибирская, Западно-Европейская, Восточно-Австралийская, Патагонская.

Существует несколько генераций орогенов, отвечающих отдельным циклам, именуемым циклами Бертрана – байкальскому, каледонскому, герцинскому,

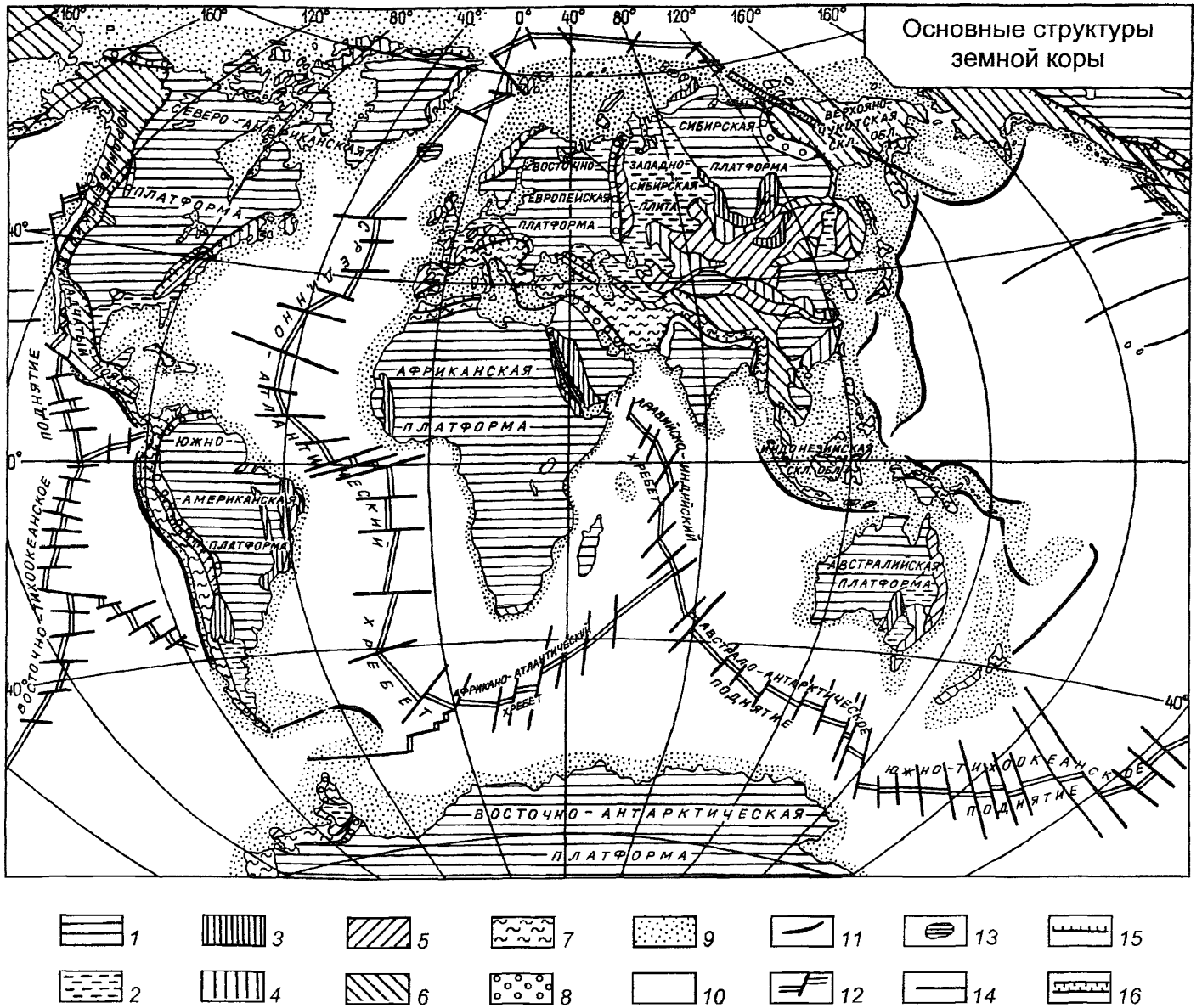


Рис. 1-2. Основные структуры земной коры

1 – древние платформы; *2* – молодые платформы; *3–7* – складчатые системы: *3* – позднедокембрийские, *4* – раннепалеозойские, *5* – позднепалеозойские, *6* – мезозойские, *7* – кайнозойские; *8* – позднепалеозойские, мезозойские и кайнозойские краевые прогибы; *9* – зона шельфа и континентального склона; *10* – ложе океана; *11* – глубоководные желоба; *12* – рифтовые зоны срединно-океанских хребтов; *13* – острова с корой океанского типа; *14* – разломы; *15* – крупные надвиги; *16* – внутриконтинентальные рифты

киммерийскому, альпийскому. Некоторые более древние орогены и даже части древних кратонов испытали тектоно-магматическую активизацию в альпийском цикле и снова превратились в горные сооружения; наиболее крупный из них – Центрально-Азиатский внутриконтинентальный горный пояс.

Распределение континентов и океанов на поверхности Земли явно неравномерно и в нем уже давно пытаются найти какие-то закономерности. Прежде всего обращает на себя внимание диссимметрия в мегарельефе Земли – антиподальность восточного преимущественно континентального (Индо-Атлантического) и западного океанского (Тихоокеанского) полушарий. Такая же антиподальность наблюдается и при сравнении Северного и Южного полушарий. Северное является преимущественно материковым, причем его приполярную область занимает океан (Северный Ледовитый), а Южное полушарие – преимущественно океанским, но в его приполярной области располагается материк Антарктида.

Это распределение континентов и океанов на современном лике Земли никак нельзя считать первоначально заданным какими-то глубинными неоднородностями коры и мантии, так как оно испытывало неоднократные изменения в истории Земли. В эпохи существования суперконтинентов (см. гл.16) контраст между континентальным и океанским секторами – Пангеей и Панталассой, становился еще более контрастным. Но сама Пангея или ее основные части – Гондвана и Лавразия, в позднем протерозое и фанерозое перемещались из одного полушария в другое, из Южного в Северное и наоборот, способствуя развитию или исчезновению материковых оледенений. К этому вопросу мы еще вернемся в заключительной главе книги.

Литература

Международная Тектоническая карта Мира, масштаб 1:15 000 000. В.Е.Хаин, Ю.Г.Леонов – ред. Л., 1984

Тектоника континентов и океанов. Объяснительная записка к Международной Тектонической карте Мира. В.Е.Хаин, Ю.Г.Леонов, О.Доттен – ред. М.: Наука, 1984

De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Current plate motions // Geophys. J. Int., 1990, v.101, p.425-478

De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Effect of recent revisions to the paleomagnetic reversal scale of estimates of current plate motions // Geophys. Res. Lett., 1994, v.21, p.2191-2194

Глава 2

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА И ГРЕНЛАНДИЯ

Северная Америка является не только одним из наилучше изученных, но и как бы модельным континентом, поскольку он состоит из древнего ядра – Северо-Американского кратона, первоначально включавшего и Гренландию, и разновозрастного складчато-покровного обрамления, включающего каледониды Восточной и Северной Гренландии и Северных Аппалачей, ранние герциниды Иннуитской системы в канадской Арктике, поздние герциниды Южных Аппалачей и Уошито, грандиозное мезозойско-кайнозойское сооружение Кордильер. Это тектоническое устройство материка нашло адекватное отражение в его рельефе – равнинном в пределах древней платформы, низко- и среднегорном в палеозойских сооружениях и высокогорном в молодых Кордильерах. Прибрежные равнины побережья Мексиканского залива (так называемый Галф-Кост) и Приатлантическая, отвечающие молодым платформам, дополняют эту картину (рис.2-1).

Каменная летопись Северо-Американского материка включает породы, начиная с древнейших на Земле, с возрастом около 4 млрд лет, обнаруженных в Западной Канаде, Юго-Западной Гренландии, а обособление самого континента началось еще в позднем протерозое, но окончательное отделение Северной Америки от Европы и Африки произошло на протяжении времени от конца ранней юры до начала эоцена, а от Азии, с образованием Канадской котловины Северного Ледовитого океана, – в начале мела. Гренландия отделилась от Северной Америки в конце мела – начале палеогена. Начиная с конца средней юры и вплоть до миоцена Северная Америка не соединялась с Южной Америкой и только позднее между ними возник мост – Панамский перешеек. Берингов пролив между Азией и Северной Америкой открылся 5–5,5 млн лет назад.

2.1. Северо-Американская древняя платформа

Эта платформа, как только что отмечалось, составляет центральную часть материка и занимает, вместе с Гренландией, площадь более 18 млн км^2. Ее фундамент включает породы архейского, нижне- и среднепротерозойского возраста и на очень небольшом участке – хр.Вичита – более молодые образования вплоть до среднекембрийских.

2.1.1. Фундамент платформы

Этот фундамент обнажается в пределах огромного, занимающего более 5 млн кв. км Канадского щита, первоначально находившего свое продолжение в Гренландии, где ему принадлежала большая часть площади этого острова. Канадский щит состоит из трех крупных блоков-эократонов, сложенных архейскими образованиями – оз.Верхнего (Сьюпириор), Невольничьего (Слейв) и Восточно-Лабрадорского (Нутак) – Западно-Гренландского, и разделенными и обрамленными раннепротерозойскими подвижными поясами – Уопмей (Медвежьеозерским) на северо-западе, Трансгудзонским (Черчилл) в центральной части, Пенокийским на юге и Лабрадорским на востоке. В юго-восточной части щита протягивается среднепротерозойский Гренвильский пояс (рис.2-2). Кроме Канадского щита, фундамент платформы обнажается в Восточных Скалистых горах, в Вайоминге и смежных штатах и в ядрах некоторых поднятий плиты Мидконтинента США – Озарк, Арбокл, Вичита, Льяно.

Самым крупным архейским блоком Канадского щита является *эократон оз.Верхнего (Сьюпириор)* – классическая область изучения раннего докембрия, на примере которой были впервые выделены архей и протерозой (Эммонс, 1888) и установлены столь характерные для архея зеленокаменные пояса (ЗКП). Большая южная часть эократона представляет собой позднеархейскую гранит-зеленокаменную область (рис.2-3), в которой протягивающиеся в восток-северо-восточном направлении на многие сотни километров извилистыми лентами зеленокаменные пояса с возрастом 3,0–2,7 млрд лет чередуются к полосами выходов метаосадочных пород (парагнейсов) и гранитов, датирован-

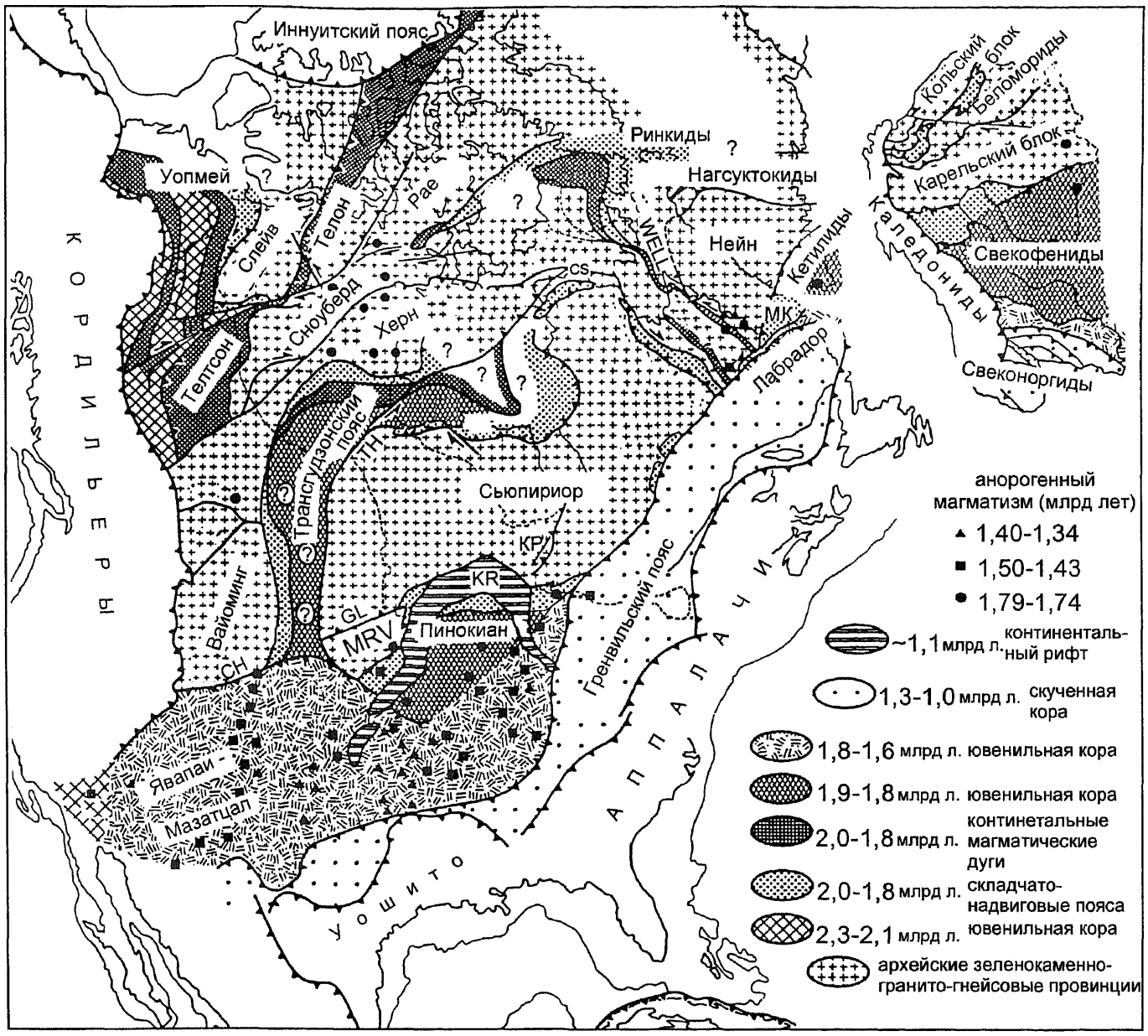


Рис. 2-2. Тектоническая схема фундамента Северо-Американской платформы (по П.Ф.Хоффману)

СН – пояс Шейенн; CS – пояс Кейп-Смит; GL – тектоническая зона Великих Озер; КР – поднятие Капускасинг; KR – рифт Кьюиноу; МК – ороген Макковик; MRV – форланд Миннесоты; ТН – пояс Томпсон

ных в 2,73–2,65 млрд лет. Этот последний возраст отвечает заключительной для данного эократона кеноранской эпохе орогенеза. Однако в крайней юго-западной части эократона (провинции в терминологии канадских геологов), в долине р.Миннесоты (США) обнажаются ортогнейсы тоналит-трондьемитового (ТТГ) состава с включениями амфиболитов и пироксеновых гранулитов – возможными реликтами древнейших ЗКП. Возраст гнейсов определен в 3,7–3,5 млрд лет. Тем не менее эти породы не рассматриваются как сиалическое основание, на котором закладывались более молодые ЗКП, возможно потому, что их выходы оторваны в пространстве от основной гранит-зеленокаменной области (ГЗО). Большинство исследователей считает, что позднеархейские ЗКП закладывались на океанской коре, возможно, за исключением крайней

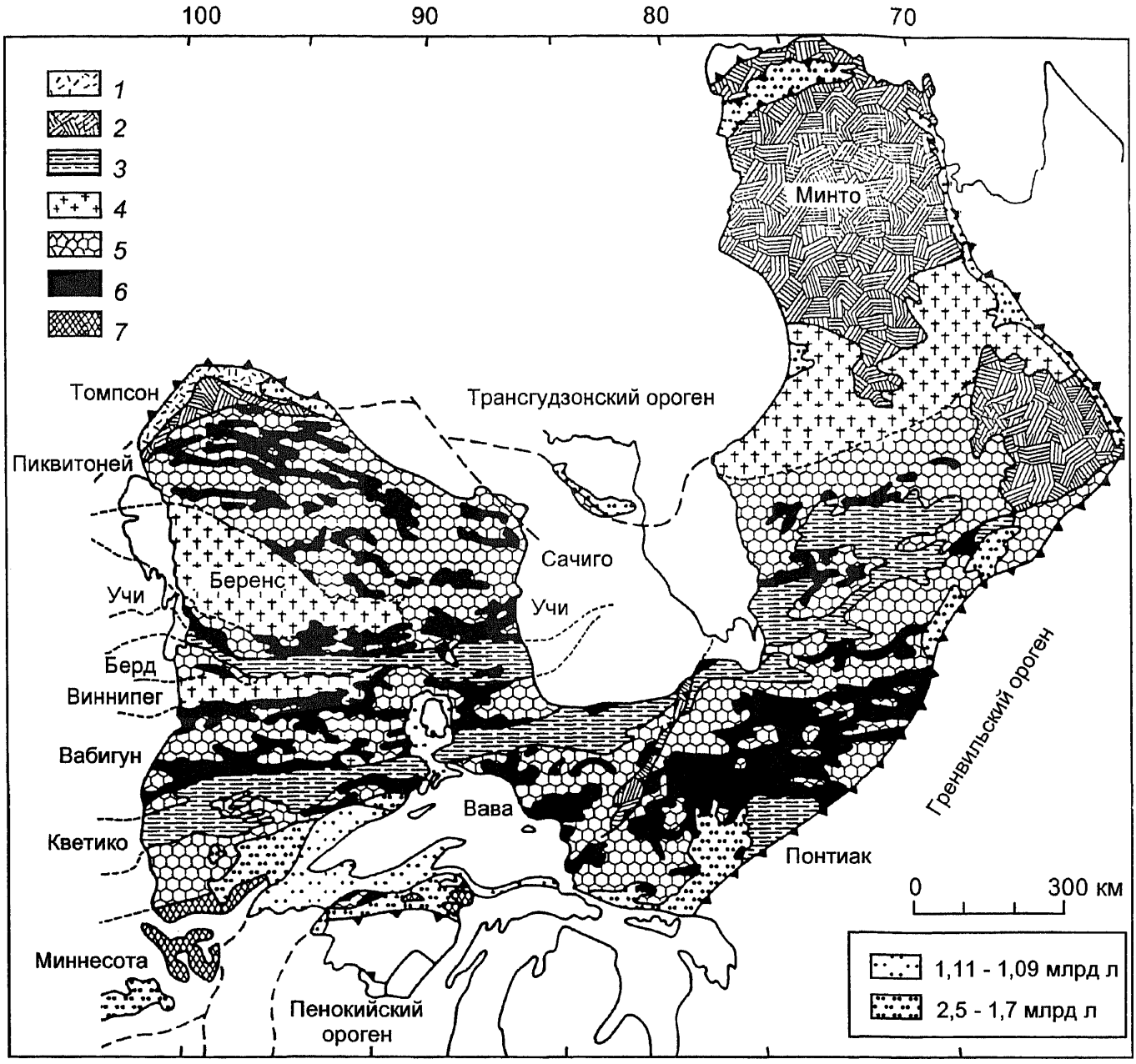


Рис. 2-3. Карта провинции Сьюпириор Канадского щита (по К.Карду из книги А.М.Гудвина)

1 – вулканиты пояса Томпсон; *2* – высокотемпературные гнейсы; *3* – метаосадочные породы; *4* – плутонические породы; *5* – вулкано-плутонические породы; *6* – зеленокаменные пояса; *7* – допозднеархейские гнейсы

северо-западной части ГЗО. Вместе с тем допускается, что в промежутке между ЗКП, где развиты в основном парагнейсы и гранитоиды, могли существовать микроконтиненты. Словом, вопрос об условиях заложения канадских позднеархейских ЗКП приходится считать открытым.

Выполнение этих ЗКП в основном состоит из вулканитов, состав которых обнаруживает гомодромную последовательность – от толеитовых базальтов и коматиитов через андезиты до риолитов. Базальты составляют явно преобладающую часть разреза, а андезиты иногда выпадают, и тогда последовательность приобретает бимодальный характер. Вулканические циклы в ряде случаев повторяются, но в общем низы разреза имеют основной-ультраосновной состав, а средняя часть – средний и кислый. Подчиненное место

занимают обломочные осадки: турбидиты, граувакки и др., иногда конгломераты. Венчает разрез ЗКП обломочная, с участием конгломератов толща, залегающая несогласно на подстилающих вулканитах и выделенная в свое время в самостоятельную стратиграфическую единицу – Тимискамин, отдельную от вулканической толщи Кьютин. Накопление обломочной толщи происходило уже в континентальной обстановке.

Гранитоидный плутонизм проявлялся в ЗКП неоднократно, по существу, на протяжении всей их истории, начиная с 3,0 млрд лет на северо-западе. При этом наблюдается закономерная смена состава гранитоидов – от натриевых гранитоидов ТТГ-типа к калиевым гранитоидам вплоть до монцонитов и нефелиновых сиенитов. С верхней обломочной толщей ассоциируются шошониты и щелочные лавы. Ранние плутоны по морфологии относятся к батолитам, более поздние носят диапировый характер; эти последние нередко деформируют линейный рисунок ЗКП.

Метаморфизм в пределах самих ЗКП обычно зеленосланцевый, но в их обрамлении и в промежуточных гранит-парагнейсовых поясах повышается до амфиболитового. На севере провинции, на п-ове Унгава располагается довольно крупная площадь с преобладанием пород, метаморфизованных в гранулитовой фации, преимущественно ортогнейсов ТТГ-состава и парагнейсов, а также более поздних плутонов гранодиоритов и гранитов с возрастом наиболее молодых из них в 2667 млн лет. Это показывает, что мы имеем здесь дело не с выходом на поверхность более древних образований, чем слагающие южную часть ГЗО, а с более глубоким эрозионным срезом. То же относится и к значительно меньшей по площади гранулитовой зоне, протягивающейся вдоль северо-западного тектонического ограничения провинции оз.Верхнего. Вместе с тем наблюдается общая тенденция омоложения ЗКП вкрест простирания ГЗО с севера на юг, составляющая 20–30 млн лет.

Вторым по величине эократоном в составе Канадского щита является *эократон Слейв*, значительно уступающий по размерам эократону Сьюпириор. Он представляет достаточно типичную позднеархейскую (2,68–2,5 млрд лет) ГЗО, но в отличие от провинции оз.Верхнего ЗКП здесь отчетливо несогласно наложены на гнейсово-гранит-мигматитовый ТТГ-фундамент с возрастом 3,15 и более млрд лет. Среди этого фундамента гранито-гнейсы Акаста оказались древнейшими из обнаруженных до сих пор на Земле породами; их возраст определен ион-микропробным методом по циркону в 3962±3 млн лет.

Вулканиты ЗКП этой провинции простираются преимущественно меридионально, достигают суммарной мощности в 9 км и имеют в большинстве из них бимодальный состав, причем в некоторых из них преобладают кислые лавы. Это объясняется контаминацией толеитовой магмой вмещающих сиалических пород. С вулканитами латерально сопрягаются впадины, выполненные граувакково-сланцевыми турбидитами мощностью до 4,5 км. Метаморфизм метаосадочных образований зеленосланцевый, а остальных пород – амфиболитовый. Заключительное гранитообразование имело место 2,6–2,5 млрд лет назад, т.е. в ту же кеноранскую эпоху.

К востоку от эократона Слейв в составе широкого раннепротерозойского Трансгудзонского подвижного пояса, в его западной части, имеется еще несколько блоков, которые были выделены П.Хоффманом под названием кратонов Коминак, Раэ и Херн (см. рис. 2-2). Судя по характеру и возрасту слагающих их пород, они, подобно соседним крупным эократонам, представляют фрагменты позднеархейской ГЗО.

Третий крупный эократон в составе Канадско-Гренландского щита, в настоящее время разделенный на две неравные части молодым бассейном Лабрадорского моря с океанской корой, может быть назван *Лабрадорско-Гренландским*. Его западная часть лежит на восточном побережье п-ова Лабрадор и относится к провинции Нэйн Канадского щита, а восточная обнажается на юго-западном побережье Гренландии. Особенностью всего этого эократона является то, что он сложен преимущественно раннеархейскими образованиями, среди которых в Гренландии выделен древнейший метаосадочный комплекс Исуа-Акилиа с возрастом более 3820 млн лет (в свое время открытие этого комплекса произвело сенсацию). Комплекс этот выступает в оторочке гранито-гнейсового купола и сложен метаморфизованными в зеленосланцевой–амфиболитовой фациях основными вулканитами и осадками. Среди последних наиболее примечательны полосчатые магнетит-амфибол-хлоритовые кварциты, явно отложенные в водной среде. Наряду с ними здесь присутствуют карбонатные, кремнисто-карбонатные и глинистые породы, внутриформационные конгломераты с галькой кварцитов и фельзитов. Ядро купола, окаймленного породами комплекса Исуа, образовано ортогнейсами Амитсок ТТГ-состава; их возраст достигает 3,75–3,65 млрд лет, а возраст протолита составляет 3822±5 млн лет, т.е. практически идентичен возрасту комплекса Исуа. Эти гнейсы вмещают основные дайки и силлы. Более молодым, чем эти образования, считается метавулканический–метаосадочный комплекс Малене, а следующей единицей этой последовательности являются ортогнейсы Нук, интрудирующие все вышеперечисленные образования и имеющие возраст 3040±50 млн лет. В период 3,0–2,8 млрд лет т.н. все они, включая гнейсы Нук, испытали исключительно сложные деформации и метаморфизм, достигший

гранулитовой ступени. Спустя 200–300 млн лет после этого (2,6 млрд лет) здесь произошло внедрение анатектических гранитоидов Коркут, сопровождаемых роями пегматитовых даек.

На противоположном, лабрадорском берегу самыми древними образованиями являются гнейсы Уйвак с возрастом 3,9–3,85 млрд лет, т.е., возможно, более древним, чем комплекс Исуа. Последнему может отвечать метавулканический–метаосадочный комплекс Нуллиак – 3 8 млрд лет. Затем последовала двукратная интрузия тоналитов (ныне гнейсов) на рубежах 3,8–3,6 и 3,4 млрд лет т.н. и основных даек, образование новой супракрустальной толщи, гранулитовый метаморфизм на уровне 3,0–2,8 млрд лет т.н. и, наконец, интрузия гранитов – 2,5 млрд лет т.н. В дальнейшем этот блок испытал некоторое воздействие процессов, происходивших по соседству в раннепротерозойском подвижном поясе.

Кроме трех эпиархейских эократонов, входящих в состав Канадско-Гренландского щита, в фундаменте Северо-Американской платформы первоначально присутствовал еще один эократон – *Вайоминг*, в конце мела вовлеченный в кордильерский орогенез и ныне участвующий в строении северной части Восточных Скалистых гор. Выступающие здесь архейские образования с возрастом до 3,4 млрд лет включают небольшие фрагменты позднеархейских (2,9–2,75 млрд лет) ЗКП, а основную роль играют гнейсы, мигматиты и батолиты гранитоидов. Заключительные деформации, метаморфизм, варьирующий от высшей ступени зеленосланцевой до низшей – гранулитовой фации и гранитообразование произошли в интервале 2,64–2,57 млрд лет т.н. Несколько раньше, около 2,7 млрд лет т.н. имело место внедрение Стиллуотерского расслоенного мафит-ультрамафитового плутона, одного из крупнейших и древнейшего из подобных плутонов. В протерозое эократон подвергся некоторой переработке.

Широкое распространение архейских образований во всей северной половине Северо-Американской платформы, выразившееся и в их присутствии в пределах протерозойских подвижных поясов и одновременность заключительного кеноранского диастрофизма не оставляют сомнений в том, что вся эта огромная территория, от Восточных Скалистых гор до восточного побережье Гренландии и от Арктики до района к югу от Великих озер, подверглась на исходе архея кратонизации с образованием зрелой континентальной коры. Мы увидим дальше, что этот процесс распространился и далеко за пределы Северной Америки. Однако как на этом, так и на других континентах процесс кратонизации сменился в начале протерозоя обратным процессом деструкции континентальной коры, выразившимся прежде всего в образовании мощных роев протяженных даек, сложенных породами основного состава. Это дайкообразование, свидетельствовавшее одновременно о том, что континентальная кора и литосфера приобрели высокую жесткость и хрупкость, а астеносфера под ее слабо теплопроводной покрышкой подверглась разогреву, началось в Северной Америке, на Канадско-Гренландском щите 2,7 млрд лет т.н., т.е. еще в конце архея, но дало новую вспышку в интервале 2,2–2,0 млрд лет т.н. И именно с последнего интервала началось более активное развитие раннепротерозойских подвижных поясов, расчленивших эпиархейский континент на несколько сохранивших стабильность блоков, воспринимаемых как эократоны или раннепротерозойские протоплатформы. К ним и относятся описанные выше эократоны Слейв, Сьюпириор, Нэйн и Вайоминг. Свидетельством того, что эти блоки развивались в раннем протерозое в платформенном режиме, является распространение в пределах провинции оз.Верхнего останцов типичного платформенного чехла, представленного субаэральными кислыми вулканитами и континентальными же обломочными осадками. Наиболее крупный из этих останцов – плоская впадина в районе оз.Атабаска. Другими доказательствами платформенного режима являются шельфовый характер отложений на склонах эократонов и развитие авлакогенов, вклинивающихся в их пределы со стороны подвижных поясов. Основными раннепротерозойскими подвижными поясами – протогеосинклинальными системами Северной Америки являлись: Уопмей в западном обрамлении эократона Слейв, Трансгудзонский между эократоном Слейв с отделенными от него узкими также раннепротерозойскими подвижными зонами эпиархейскими блоками на западе и эократоном Сьюпириор на востоке, Пенокийский (Южный) в южном обрамлении эократона Сьюпириор, Лабрадорский в восточном обрамлении последнего, между ним и эократоном Нэйн.

Занимающая крайнее северо-западное положение в Канадском щите *система Уопмей* простирается на 600 км в близдолготном направлении при видимой ширине до 220 км. На севере она уходит под рифейско-палеозойский чехол Арктического склона платформы, на юге – под фанерозойский чехол Великих Равнин. В строении системы различается три зоны: 1) примыкающая к эократону Слейв древняя пассивная окраина, впоследствии интенсивно деформированная; 2) плутоно-метаморфический пояс Хоттах; 3) вулканоплутонический пояс Большого Медвежьего озера, протягивающийся вдоль сутуры между первыми двумя зонами. Отложения пассивной окраины включают три комплекса: синрифтовый, пострифтовый и орогенный. Синрифтовые отложения залегают несогласно на породах архея. В основании этого комплекса наблюдаются зрелые обломочные и хемогенные осадки с покровами континентальных толеитовых базальтов. Выше

залегают мощные полевошпатовые гравелиты, перекрытые бимодальной формацией подводных лав и туфов; базальты формации носят промежуточный характер между континентальными и океанскими; с ними ассоциируются субщелочные риолиты. Все это перекрывается либо рифовыми известняками, либо пелитами. Пострифтовые отложения собственно пассивной окраины отчетливо фациально дифференцированы на шельфовые образования, залегающие непосредственно на архейском фундаменте и сложенные в низах кварцевыми песчаниками, а в верхах отложениями карбонатной платформы, окаймленной рифами; и осадки континентального склона и подножья – алевропелиты с прослоями контуритов и турбидитов с силлами габбро. Эти более глубоководные отложения залегают на синрифтовых образованиях, которые, вероятно, подстилаются испытавшей растяжение и переработку континентальной корой.

Все эти отложения, в свою очередь, перекрываются образованиями наложенного передового прогиба. В низах его разреза залегают глубоководные темные аргиллиты, сменяющиеся турбидитами, состав которых свидетельствует о размыве плутонометаморфического пояса, и далее чередованием аргиллитов и известняков. Разрез заканчивается континентальной молассой.

В период отложения молассы более внутренние зоны системы испытали интенсивные складчато-надвиговые деформации восточной вергентности со срывом осадочного комплекса с фундамента и зеленосланцевым метаморфизмом. Эти события связывают со столкновением блока Хоттах с окраиной эократона Слейв. Затем последовало формирование вулканоплутонического пояса Большого Медвежьего озера. Последние деформации выразились в образовании системы сопряженных правых и левых диагональных сдвигов, затронувших и вулканоплутонический пояс. Этот заключительный этап развития орогена Уопмей уложился в интервал 1,88–1,84 млрд лет, в то время как его заложение произошло на 25 млн лет раньше.

Апофизами Уопмейской протогеосинклинали являются два авлакогена – Килохигок юго-юго-восточного простирания на севере и Атапускоу северо-восточного простирания на юге, оба глубоко вдающиеся в эократон Слейв. Авлакогены выполнены мощными (5–7 км) толщами неметаморфизованных мелководноморских карбонатно-терригенных осадков с участием красноцветов и строматолитовых известняков, а также бимодальных вулканитов. Эти образования испытали неравномерные деформации, вплоть до надвиговых, и были интрудированы гранитами с возрастом 1985–1965 млн лет (Атапускоу).

Трансгудзонский пояс является наиболее протяженным и наиболее сложным по строению элементом раннепротерозойской тектоники Северной Америки. Основная его часть, лежащая между эократонами Слейв и Сьюпириор и к югу от Гудзонова залива была в свое время выделена в провинцию Черчилл Канадского щита (название происходит от форта Черчилл на Гудзоновом заливе). Относительно недавно было доказано, что западная часть провинции Черчилл в основном состоит из двух блоков архейской коры, сложенных гнейсами с возрастом 2,9–2,8 – блок Рае, и 3,1–2,9 млрд лет – блок Херн, прорванных гранитами (2,6 млрд лет) и заключающих реликты зеленокаменных поясов. Они отделены от эократона Слейв узким вулканоплутоническим поясом Талтсон-Телон (2,0–1,9 млрд лет), а друг от друга – еще более узкой и несколько более молодой милонит-гранулитовой зоной. На склонах обоих «малых» эократонов, обращенных к собственно раннепротерозойской протогеосинклинали, развиты нижнепротерозойские шельфовые образования, вовлеченные в складчато-надвиговые деформации.

Юго-восточная часть провинции Черчилл подстилается, вероятно, корой океанского типа, о чем свидетельствуют выходы серпентинизированных ультрамафитов вдоль надвигового фронта Томпсон, отделяющего Трансгудзонский пояс от эократона Сьюпириор. Примечательно развитие в этой части пояса огромного – 900 км в длину и до 130 км в ширину – гранитного батолита Уотемен и параллельных ему вулканических дуг Ла-Ронж и Флин-Флон, разделенных междуговым прогибом Кисенью. Возраст батолита – 1865, а вулканитов – 1835 млн лет. Присутствие наряду с островодужными вулканитами толеитов, коматиитов и бонинитов, а также грубообломочных осадков придает всему комплексу облик, весьма близкий архейским зеленокаменным поясам, за которые он и принимался до проведения радиогеохронологических исследований.

Трансгудзонский пояс находит свое северо-восточное продолжение по другую сторону Гудзонова залива на Земле Баффина и далее в Центральной Гренландии, где это продолжение известно под названием Нагсуктокид и Ринкид. *Нагсуктокиды* примыкают с севера к гренландской части эократона Нэйн, на который они надвинуты. В их строении присутствует архейский фундамент, выступы которого чередуются с линейными зонами, где переработанный архей интенсивно смят вместе со своим нижнепротерозойским чехлом (метапелиты, мраморы, кварциты) и метаморфизован в амфиболитовой фации 1,9–1,8 млрд лет т.н. В Ринкидах также присутствуют отдельные архейские блоки, но в основном развиты два комплекса – гнейсовый, выступающий в куполах, и мощный метаосадочный, кварцито-сланцевый, выполняющий синформы. Первый метаморфизован в амфиболитовой, второй – в зеленосланцевой фации. Имеются небольшие синтектониче-

ские плутоны гранитоидов и крупный рифейский плутон рапакиви. Возраст деформаций и метаморфизма существенно моложе, чем в Нагсуктокидах – 1,75–1,70 млрд лет; граница между ними тектоническая.

Восточным ответвлением Трансгудзонского пояса является зона Кейп-Смит, пересекающая в широтном направлении северную часть полуострова Унгава, основная площадь которого представляет выступ эократона Сьюпириор. Образования зоны Кейп-Смит надвинуты на эту зону и образуют комплекс покровных пластин южной вергентности. В тылу этого комплекса снова появляются архейские гнейсы, но испытавшие раннепротерозойскую переработку; они могут рассматриваться как продолжение блока Рае северо-западной окраины Трансгудзонского пояса. Образования нижних пластин – обломочные породы, базальты, трактуются как отложения окраины эократона Сьюпириор, но среди них любопытно присутствие коматиитовых силлов. Наиболее же верхняя и весьма мощная пластина представляет, по мнению ряда исследователей, офиолитовый комплекс, поскольку она сложена толеитовыми базальтами типа MORB с силлами коматиитовых мафитов-ультрамафитов, пластинчатыми дайками и глубоководными осадками. Таким образом, это один из редких примеров раннепротерозойских офиолитов; их возраст около 1,9 млрд лет. По мнению П.Хоффмана, вся зона Кейп-Смит шириной до 75 км находится в аллохтонном залегании, а ее корни – к северу от оконечности п-ова Унгава.

Зона Кейп-Смит является самым северным звеном раннепротерозойского обрамления эократона Сьюпириор и Циркум-Унгавской дуги. Западный фланг этой дуги составляет зона Белчер, протягивающаяся вдоль восточного побережья Гудзонова залива и включающая одноименные острова. Ее слагают циклически построенные, в основном обломочные и карбонатные флювиальные и шельфовые отложения пассивной окраины эократона, прослоенные внизу и вверху базальтами, соответственно, континентальными и морскими. Разрез этот, достигающий мощности 10 км, заканчивается флишем и молассой. Начало его накопления датируется 2,0 млрд лет т.н., а в гудзонскую эпоху – 1,85 млрд лет назад – он был смят в складки и нарушен надвигами восточной вергентности. В районе залива Ричмонд от основной складчатой зоны отходит авлакоген, внедряющийся в эократон Сьюпириор. Сама зона Белчер отвечает, очевидно, восточной окраине Трансгудзонского подвижного пояса.

Противоположный, восточный фланг Циркум-Унгавской дуги образован более протяженной (800 км) и широкой (до 200 км), *Лабрадорской протогеосинклинальной системой,* отделяющей эократон Сьюпириор от эократона Нэйн. Она протягивается на юг вплоть до пересечения более молодым Гренвильским фронтом (см.ниже) и прослеживается в переработанном виде в пределах Гренвильского пояса вплоть до торцового сочленения с одновозрастной Пенокийской системой, северо-восточное продолжение которой так же вошло в состав Гренвильского пояса. По своей структуре Лабрадорская система весьма сходна с Уопмейской, являясь как бы ее зеркальным отражением, поскольку она обладает не восточной, а западной вергентностью. В ней тоже выделяются три зоны.

Внешняя, западная зона сложена шельфовыми осадками, залегающими либо несогласно на архейском фундаменте, либо на него надвинутыми. В основании осадочного разреза залегают лавы трахибазальтов и трахиандезитов, а в его составе наряду с терригенными и карбонатными породами присутствуют пачки железистых кварцитов, имеющих большое промышленное значение. Накопление осадков, достигающих мощности 6,5 км, прерывалось излияниями лав – субаэральных щелочных и субщелочных и подводных толеитовых.

В центральной зоне мелководные осадки замещаются глубоководными – метапелитами в переслаивании с покровами толеитовых базальтов; на востоке метаморфизм этих отложений достигает амфиболитовой фации. На них наложен прогиб, выполненный мощной – до 5 км – толщей базальтов, заключающей силлы габбро и ультрамафитов. Образование этого трога сравнивают с новейшим рифтингом Калифорнийского залива.

Восточная зона Лабрадорской системы сложена метаморфитами амфиболитовой фации, в основном гнейсами. Частично они могут иметь архейский возраст, но мраморы, кварциты и амфиболиты относятся к нижнему протерозою. В эти образования внедрен крупный посттектонический гранитный батолит. Зона простирается на север в направлении Баффиновой Земли и северной зоны Кейп-Смит.

В гудзонскую эпоху – 1,80–1,75 млрд лет т.н., Лабрадорская система испытала интенсивное сжатие, очевидно в результате коллизии эократонов Сьюпириор и Нэйн. Слагающие ее отложения подверглись интенсивной, до изоклинальной, складчатости и были надвинуты в западной и центральной зонах на эократон Сьюпириор, а в восточной – на эократон Нэйн.

Четвертой раннепротерозойской протогеосинклинальной складчатой системой Канадского щита является *Пенокийская система*, составляющая южное и юго-восточное обрамление эократона Сьюпириор. Расположенная в районе Великих озер, она ранее всего начала изучаться и именно на ее северной окраине докембрийские образования были впервые разделены на архей и протерозой. Стратотипом первого явились породы эократона Сьюпириор, а второго – отложения современной супергруппы Гурон.

Из района Великих озер Пенокийская система прослеживается на запад под чехол Великих Равнин, выступая снова в Восточных Скалистых горах, а на востоке в составе наложенного среднепротерозойского Гренвильского пояса, вновь проявляясь самостоятельно на п-ове Лабрадор и в юго-западной Гренландии в обрамлении эократона Нэйн. В Гренландии продолжение этой системы именуется Кетилидами.

Супергруппа Гурон обнажается на северном побережье одноименного озера, где она залегает полого моноклинально на архее южного склона эократона Сьюпириор. Супергруппа Гурон имеет четкое циклическое строение – в ней выделяется 4 цикла, сложенные флювиальными и мелководноморскими отложениями и разделенные перерывами. В низах циклов – конгломераты, аркозы, в средней части – граувакки, алевролиты и аргиллиты и вверху – крупнообломочные породы. В начале накопления каждого цикла активизировалось смещение по сбросам. В основании трех нижних циклов локально развиты бимодальные вулканиты, а два верхних цикла начинаются тиллитами, наиболее типично выраженными в самом верхнем цикле – Говганда, который подстилается по восстанию исштрихованным ложем, выработанным на архейских породах. Таким образом, нет никаких сомнений в ледниковой природе этих тиллитов. Мощность супергруппы достигает 5 км, а нижний предел ее возраста определяет интрузия даек и силлов Ниписсинг, датированная в 2,1 млрд лет. Магматиты в самом нижнем цикле обнаруживают более древний возраст – порядка 2,3–2,4 млрд лет. Следовательно, супергруппа Гурон отвечает низам нижнего протерозоя в отличие от отложений окраин других раннепротерозойских протогеосинклиналей Канадского щита. В районе оз.Верхнего ее аналоги надстраиваются супергруппой Маркетт-Рейндж с возрастом 2,05–1,9 млрд лет.

Литологически супергруппа Маркетт-Рейндж, так же построенная циклически, несколько отличается от гуронской. Наиболее важными отличиями являются: присутствие мощных залежей железистых кварцитов (ныне в значительной мере выработанных), более широкое развитие вулканитов и присутствие кремней (горизонт Ганфлинт) с хорошо сохранившимися остатками водорослей.

В южном направлении дислоцированность гуронских отложений возрастает, особенно после пересечения разломом Меррей. Одновременно метаморфизм, крайне слабый на севере, достигает амфиболитовой фации, континентальные отложения исчезают, а мелководные замещаются глубоководными – турбидитами, мощность возрастает до 10–15 км. Складки северной вергентности осложняются надвигами и весь разрез оказывается сорванным с фундамента. Надвиги, очевидно, наследуют листрические сбросы, возникшие на рифтовой стадии развития пассивной окраины. Основные деформации произошли в интервале 1875–1825 млн лет т.н., в эпоху, именуемую пенокийской, которая, таким образом, несколько старше собственно гудзонской, заключительной для трех других протогеосинклиналей Канадского щита. Происхождение деформаций связывается с коллизией эократона Сьюпириор с более южным и более древним, раннеархейским континентальным блоком, гнейсы которого выступают к югу от оз.Верхнего в Висконсине и Мичигане из под отложений супергруппы Маркетт-Рейндж. Этот блок надстроен вулкано-плутоническим поясом с возрастом 1,89–1,83 млрд лет (щелочные граниты имеют здесь возраст 1,76 млрд лет). Предполагается, что этот пояс возник над наклоненной к югу зоной субдукции, а к северу от него вдоль разлома Ниагара намечается сутура – след коллизии двух упомянутых выше эпиархейских блоков. Вдоль этой сутуры встречены элементы офиолитовой ассоциации.

Значительно более западным аналогом разлома оз.Верхнего – Меррей, разделяющего проксимальные и дистальные отложения пассивной окраины северного эократона, в данном случае Вайоминг, является Шейеннская зона разломов в Восточных Скалистых горах. Однако если нижнепротерозойские отложения к северу от этой зоны вполне сходны со своими пенокийскими аналогами, то к югу от нее в отличие от последних развиты в основном слабо деформированные и метаморфизованные вулканиты и граниты с возрастом 1,79–1,74 млрд лет, т.е. моложе пенокийской складчатости. Несмотря на бимодальный состав, они рассматриваются как образования вулканической дуги.

Как указывалось выше, противоположное, восточное продолжение Пенокийской системы обнажается на п-ове Лабрадор – так называемая субпровинция Макковик – и на крайнем юге Гренландии – Кетилиды. В обоих районах нижний протерозой залегает резко несогласно на архее; но в *Кетилидах* архейский фундамент исчезает к югу и изотопные данные указывают на отсутствие его здесь на глубине. Подобно району Великих озер, дислоцированность и метаморфизм так же возрастают к югу; последний достигает гранулитовой фации. Нижнепротерозойские образования на Лабрадоре и в Гренландии вмещают плутоны гранитоидов; на Лабрадоре это субщелочной так называемый Транслабрадорский батолит с возрастом 1788–1687 млн лет, а на юге Гренландии плутоны гранитов рапакиви, датированные в 1786–1744 млн лет.

К югу от Пенокийской складчатой системы и к западу и северо-западу от Гренвильского фронта буровые скважины вскрывают под чехлом Великих Равнин и Мидконтинента субаэральные кислые вулканиты, прорванные эпизональными гранитными плутонами с возрастом 1,5–1,35 млрд лет. В штате Висконсин изве-

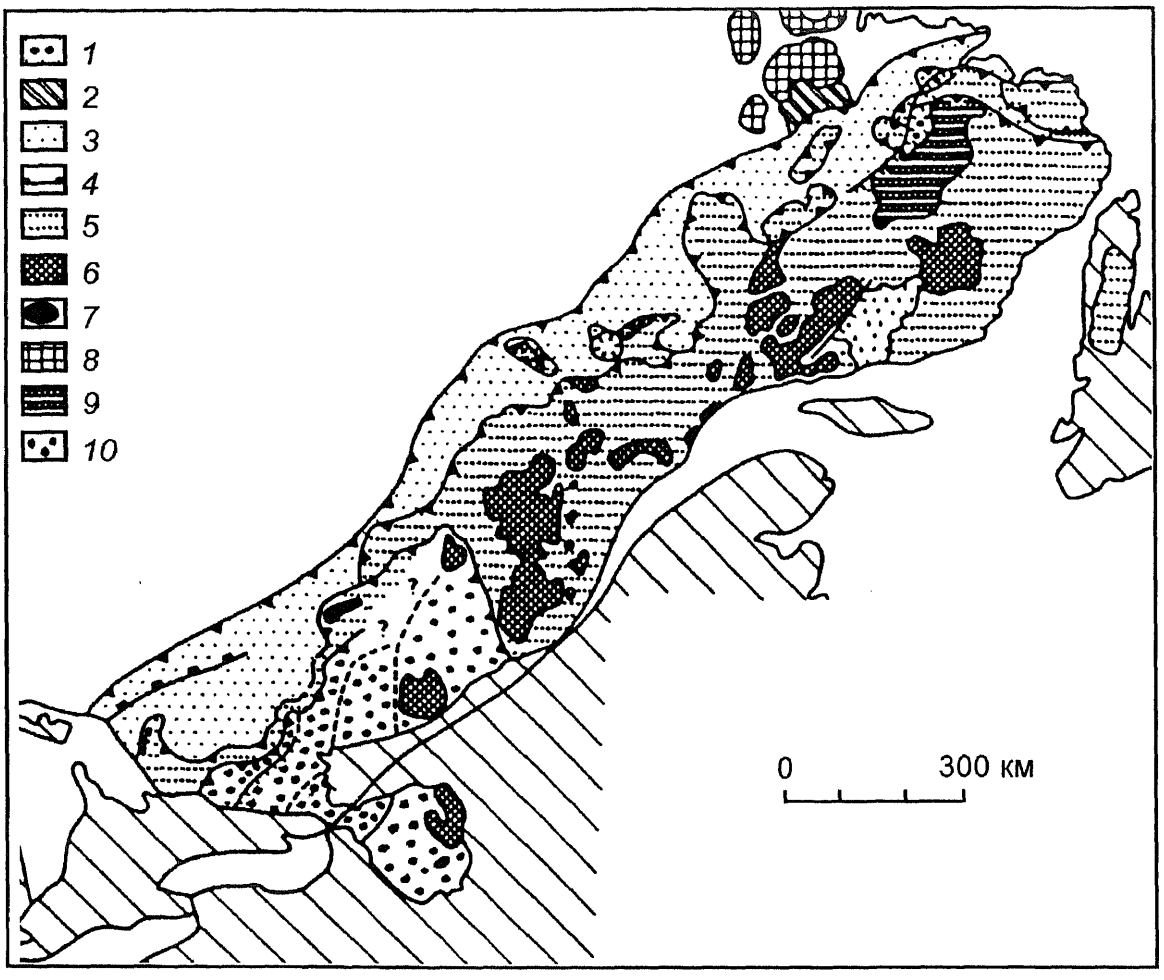


Рис. 2-4. Геология Гренвильского пояса на юго-востоке Канадского щита (по П.Ф.Хоффману)

1 – постгренвильские песчаники Дубель-Мер; *2* – базальты и песчаники Сил Лейк (1,33 млрд лет); *3* – Северо-Западная зона; *4* – южная граница архейской коры; *5* – Центральная зона; *6–9* – анортозит-мангерит-чарнокит-гранитные комплексы: возраст, млрд л.: *6* – ~ 1,15, *7* – ~1,35, *8* – ~1,45 (форланд), *9* – ~1,65 (включая основные гранулиты); *10* – Юго-Восточная зона

стен плутон гранитов рапакиви и более мелкие тела анортозитов с возрастом 1,5 млрд лет.

На востоке и юге досреднерифейское ядро фундамента Северо-Американской платформы обрамляется *Гренвильским гранулит-гнейсовым поясом* (рис.2-4) – структурой совершенно иного типа, чем гранит-зеленокаменные области архея и раннепротерозойские протогеосинклинальные системы. Аналоги Гренвильского пояса известны практически на всех континентах, а он служит в известной степени их тектонотипом.

Обнаженная часть Гренвильского пояса на востоке Канадского щита простирается на 2000 км в юго-юго-западном направлении при ширине 300–600 км. Пояс надвинут по Гренвильскому фронту последовательно на образования Пенокийской системы, эократон Сьюпириор, Лабрадорскую систему, «субпровинцию Макковик» – продолжение Пенокийской системы (см.выше). Восточнее и юго-восточнее породы гренвильского комплекса выступают в ядрах поднятий и в тектонических окнах на всем протяжении Аппалачской системы, от Ньюфаундленда до Алабамы. Они также вскрыты бурением к югу от обнаженного пояса под чехлом Мидконтинента, вновь выступают на поверхность в ядре антеклизы Озарк, в поднятии Арбокл, в ядре антеклизы Бенд, достигая южного края древней платформы близ мексиканской границы. С учетом этого продолжения длина пояса составляет уже 4000 км, причем тот факт, что породы того же возраста установлены на юге Мексики в штате Оахака, позволял предполагать его еще большую протяженность, но

недавно была предложена другая интерпретация (см. ниже).

Гренвильский пояс характеризуется прежде всего высоким уровнем метаморфизма с преобладанием пород верхней амфиболитовой и гранулитовой фаций, которые должны были первоначально залегать на глубине порядка 15 км. Характерны для него и пластовые интрузии анортозитов, основная часть которых внедрилась 1480–1410 млн лет т.н. Интенсивная складчатость и надвиги обнаруживают, как и Гренвильский фронт, северо-западную вергентность. Период развития пояса охватывает интервал 1,7–1,0 млрд лет т.н., а заключительные деформации – на рубеже около 1,0 млрд лет т.н., который и принимается за гренвильскую эпоху орогенеза, приобретшую глобальное значение.

В строении Гренвильского пояса помимо зоны одноименного надвигового фронта шириной до 100 км выделяется еще несколько зон. К фронтальной зоне прилегает Центральный гнейсовый пояс. Помимо кварц-полевошпатовых гнейсов в нем присутствуют мраморы, кварциты и парагнейсы супергруппы Гренвилл среднепротерозойского возраста, представлявшей первично континентальные или мелководно-морские осадки.

Зона обладает исключительно сложной структурой с развитием пластичных тектонических покровов. Она отделяется разломом от Центрального метаосадочного пояса, где на поверхности преобладают образования супергруппы Гренвилл; помимо мраморов, кварцитов и парагнейсов (метапелитов) это амфиболиты и метавулканиты. Структура остается весьма напряженной с развитием пологих надвигов. Отложения гренвильской супергруппы здесь, очевидно, полностью сорваны с более древнего фундамента. Новая зона разлома отделяет первые две зоны от Центрального гранулитового террейна, к которому приурочены основные массивы анортозитов. Тот факт, что они содержат включения метаосадков гренвильской супергруппы, свидетельствует о раннерифейском возрасте последней. Северо-Восточная Гренвильская провинция отличается более низкой, не выше верхнеамфиболитовой, ступенью метаморфизма, присутствием анортозитов и метаосадочных пород. В ней распознаются переработанные продолжения архейских и раннепротерозойских областей Канадского щита, а также среднепротерозойские образования, включая часть Транслабрадорского батолита, кислые вулканиты с возрастом 1540 млн лет, анортозиты, габбро и граниты – 1450–1400 млн лет, и даже щелочные магматиты и красноцветы с возрастом 1330–1200 млн лет. В целом в масштабе всего пояса наблюдается омоложение изотопных возрастов в юго-восточном и южном направлениях.

Коллизионное происхождение Гренвильского пояса не вызывает сомнений, но условия его заложения и самой коллизии остаются неясными. Неясно также, какой из основных разломов пояса может представлять коллизионный шов, главную сутуру. Наиболее вероятным кандидатом считается разлом, отделяющий юго-восточную часть пояса с ее наиболее молодыми, собственно гренвильскими возрастами и ювенильными изотопными соотношениями от остальных зон пояса, первично принадлежавших Лаврентии. При этом лишь полоса вдоль Гренвильского фронта считается паравтохтонной, а другие зоны признаются полностью аллохтонными.

Аналогом Гренвильского пояса в восточной Гренландии является система *Каролинид*, выступающая в тектонических окнах из под покровов восточно-гренландских каледонид. В ее строении участвуют гнейсы, амфиболиты и граниты архейского фундамента и среднепротерозойские супракрустальные образования – мраморы, кварциты, сланцы, основные метавулканиты мощностью местами до 8000 м, метаморфизованные от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. Интенсивность дислокаций и метаморфизм возрастают к югу, где появляются граниты с возрастом 950 млн лет и проявлена мигматизация (см. рис.2-2).

В общем к началу позднего протерозоя фундамент Северо-Американской платформы оказался уже полностью сформированным. Между тем образование ее чехла на ранее кратонизированных участках началось уже в среднем протерозое, сразу после гудзонского орогенеза.

2.1.2. Чехол платформы

Среднепротерозойские, т.е. ранне- и среднерифейские отложения сохранились в пределах платформы во впадинах двух типов – либо в плоских депрессиях, либо в рифтах-авлакогенах. Различие между этими типами является, однако, лишь весьма относительным, так как заложение плоских впадин также обычно сопровождалось опусканием по сбросам. К раннерифейским впадинам относятся прежде всего впадины в северо-западной части Канадского щита – Коппермайн-Ривер и Батерст на арктическом склоне щита и Телон и Атабаска в его более внутренней части. В этих впадинах накапливались преимущественно крупнообломочные красноцветы – кварциты и другие породы, их накоплению местами предшествовали извержения базальтов и сопутствовали излияния субщелочных лав основного и среднего состава, а завершалось оно в некоторых впадинах отложением карбонатов. Все это происходило в континентальных, но большей частью мелководно-морских условиях.

Аналогичные впадины с накоплением красных кварцитов расположены непосредственно южнее и юго-западнее юго-западного выступа Канадского щита, уже под фанерозойским чехлом.

Одновременно на юге континента завершалось развитие грандиозного вулкано-плутонического пояса, о котором речь уже шла выше.

В среднем рифее деструкция эпигудзонского континента усилилась. Протяженная рифтовая система возникла вдоль его северного, арктического края. Она протянулась от впадины Коппермайн-Ривер, начавшей свое развитие в раннем рифее, через Канадский Арктический архипелаг и вплоть до северо-западной Гренландии (впадина Туле). Некоторые исследователи рассматривают эту рифтовую систему как приуроченную к пассивной окраине Протоарактического океана Посейдон, закрывшегося в гренвильскую эпоху орогенеза. Выполнение арктических рифтов представлено пестроцветными карбонатно-терригенными отложениями, прослоенными покровами базальтов. Мощность этих отложений измеряется тысячами метров.

Другой, еще более примечательной среднерифейской рифтовой системой является *рифтовая система Мидконтинента* (рис.2-5). Она состоит из двух главных ветвей, сходящихся к северу от оз.Верхнего, откуда далее к северу отходит еще одна, короткая и слабо выраженная ветвь (тройное сочленение!). Западная ветвь простирается в юго-юго-западном направлении; слагающие ее породы обнажаются в берегах оз. Верхнего, но далее к югу скрываются под фанерозойским чехлом и прослеживаются по данным бурения и геофизики, до Канзаса. Восточная ветвь простирается через п-ов Мичиган и достигает штата Огайо, где перекрывается продолжением Гренвильского фронта.

Рифтовая система Мидконтинента выделяется прежде всего масштабами своего базальтового магматизма. Ее развитие началось еще в раннем рифее с образования неглубокой депрессии, заполненной маломощными мелководно-морскими терригенными осадками. Но затем, в основном между 1140–1120 млн лет т.н., на протяжении около 20 млн лет произошла исключительно мощная вспышка площадного вулканизма, приведшая к образованию толщи лав видимой мощностью до 12 км и общим объемом не менее 400 тыс. куб.км. По сейсмическим данным, эти величины могут быть даже заниженными, так как мощность выполнения рифтовой впадины по этим данным достигает 32 км. Правда, 12 км из них приходится на перекрыва-

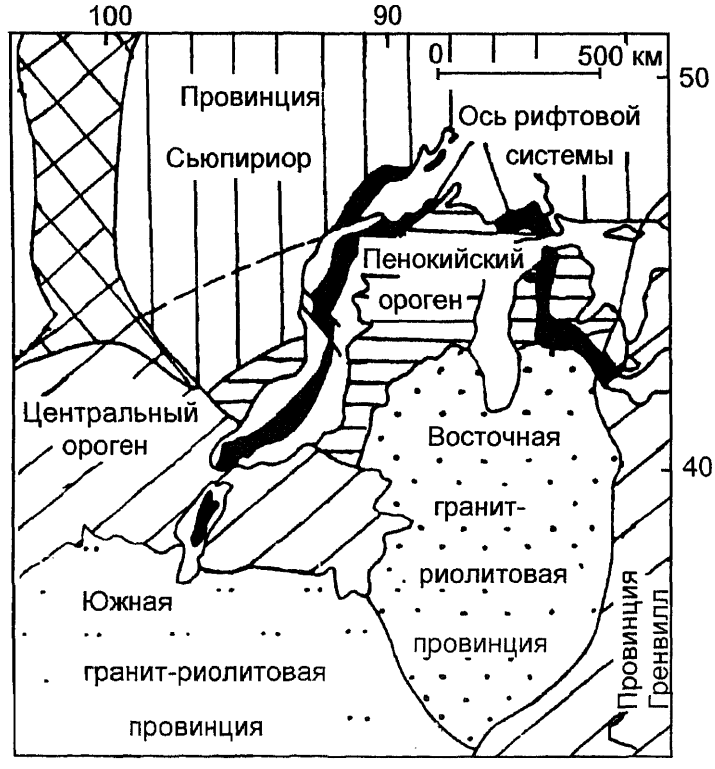


Рис. 2-5. Рифтовая система Мидконтинента (по В.Р.Ван Шмусу)

ющие вулканогенную толщу обломочные образования. Консолидированная кора под осевой частью рифта утонена до 25–30 км по сравнению с 55 км по его периферии. По некоторым предположениям, под осевой частью рифта мог произойти разрыв раннедокембрийской континентальной коры на величину порядка 90 км и ее замещение дайковым комплексом, аналогичным океанскому.

В составе вулканитов абсолютно преобладают базальты; кислые лавы занимают сугубо подчиненное положение. Кроме вулканитов, магматическая деятельность проявилась в образовании силлов и пластовых интрузий той же магмы. Среди них выделяется Дулутский плутон габбро-анортозитов в северном берегу оз.Верхнего.

Под влиянием импульса, порожденного коллизией в Гренвильском поясе, рифтовая система Мидконтинента испытала некоторое сжатие, вызвавшее образование синклинали в районе оз. Верхнего и системы грабенов и горстов, разграниченных взбросами с амплитудой до 3–4 км в осевой зоне рифта. Взбросовый характер имеют и пограничные разломы рифта в некоторых его сегментах, на которые система разделена поперечными разломами трансформного типа – по ним эти сегменты смещены друг относительно друга в плане.

К западу от рифтовой системы Мидконтинента, в Восточных Скалистых горах, плато Колорадо и еще западнее, в области, позднее вошедшей в состав Кордильер, сохранились реликты других рифтовых впадин, не образующих, однако, единой системы, а, напротив, характеризующихся разной ориентировкой. Они выполнены континентальными, дельтовыми, мелководно-морскими, в основном обломочными, включая диамиктиты, отчасти карбонатными осадками, достигающими очень большой, до 8 км, мощности. Местами они интрудированы силлами диабазов.

Сходные рифтовые впадины развивались в среднем протерозое северо-восточнее рифтовой системы Мидконтинента, в Лабрадоре. Они расположены на юге эократона Нэйн, у его контакта с Гренвильским поясом и продолжением Пенокийской раннепротерозойской системы. Отличием от западной группы рифтов служит широкое распространение вулканитов пестрого состава, вплоть до кислых и щелочных, а также плутонов анортозитов, гранитоидов и щелочных пород, в основном древнее 1350 млн лет.

В первой половине позднего рифея, примерно до 850 млн лет, еще продолжали развиваться большинство перечисленных выше среднерифейских, частично заложенных еще в раннем рифее впадин. Но на уровне 850–750 млн лет произошла существенная реорганизация структурного плана континента, который именно с этого времени приобрел самостоятельность (рис.2-6). На западе, севере и востоке обозначились его пассивные окраины. О западной, кордильерской, и восточной, восточногренландско-аппалачской, будет сказано ниже; что же касается арктической, то здесь продолжался процесс рифтинга и накапливались карбонатно-терригенные осадки мелководно-морского или аллювиально-дельтового происхождения, местами с участием эвапоритов, достигающих мощности в несколько тысяч метров. Они вмещают силлы и дайки основных пород и перекрываются базальтами с возрастом около 700 млн лет.

Еще одна, весьма примечательная среднепротерозойская рифтовая структура – Гардарская, расположена на крайнем юге Гренландии. Подозревается, что она могла быть связана с рифтовой системой Мидконтинента. Грабены Гардарской зоны выполнены обломочными породами и лавами оливиновых базальтов с подчиненными щелочными и кислыми разностями. Но самую главную особенность Гардарской рифтовой зоне придают кольцевые интрузии щелочных пород, среди которых наиболее известны Ивигтутский шток ультращелочных гранитов, вмещающий залежь криолита, и Илимаусакский сложный плутон с целым набором ультращелочных пород. Возраст этих интрузий указывает на их образование в интервале 1330–1150 млн лет.

В конце рифея – венде – раннем и среднем кембрии в пределах Мидконтинента возникла и развивалась рифтовая система, состоявшая из двух ветвей – субширотной Южно-Оклахомской и субдолготной Рилфут, сочленявшихся почти под прямым углом в районе будущего «залива Миссисипи» (см.ниже). Южно-Оклахомская система отличается интенсивным проявлением кислого вулканизма; ее развитие закончилось к позднему кембрию инверсией и внедрением гранитоидов. На месте этого рифта-авлакогена возникло поднятие Вичита, выраженное и в современном рельефе. А над рифтом Рилфут образовались синеклизы Иллинойс и Мичиган, составляющие Западный Внутренний каменноугольный бассейн США.

В позднем кембрии – раннем ордовике началось накопление собственно платформенного чехла. В позднем ордовике – девоне этот чехол распространялся практически и на весь Канадский щит, сохранившись доныне в синеклизе Гудзонова залива.

Осадочный чехол Северо-Американской платформы состоит из трех комплексов – ранне- и среднепалеозойского ($Є_3$–C_1) морского, позднепалеозойского паралического и мезозойско-палеогенового окраинно-морского и континентального. Первый комплекс распространен наиболее широко, практически в пределах всей платформы, второй несколько более ограниченно, а третий – в области Великих Равнин, прилегающей к Кордильерам.

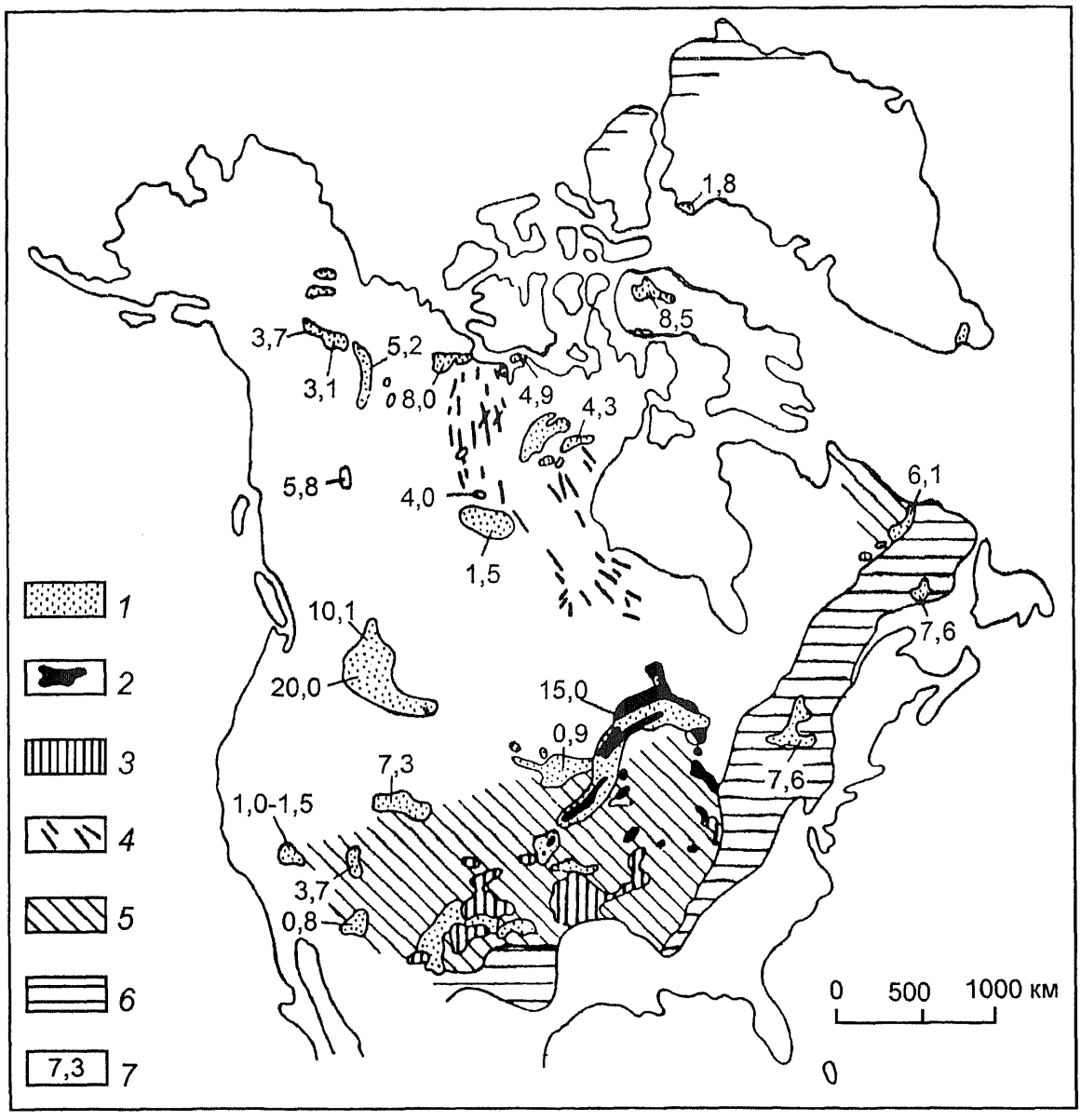


Рис. 2-6. Распространение в Северной Америке докембрийских пород с возрастом от 1700 до 850 млн лет (по Дж.Х.Стюарту)

1 – осадочные породы; *2* – основные лавы и интрузивные породы; *3* – риолитовые туфы, лавы и граниты; *4* – дайки диабазов; *5* – эльсонская переработка 1,5–1,3 млрд лет т.н.; *6* – гренвильский орогенез 1,0 млрд лет т.н.; *7* – мощность в км

Начинаясь кварцевыми песчаниками, нижний комплекс чехла состоит преимущественно из мелководных карбонатов, в среднем палеозое нередко рифогенных, а также эвапоритов, и в отдельные моменты времени, в частности в начале карбона, широкое распространение получили черные битуминозные сланцы. На распределение фаций и мощностей решающее влияние оказывало конседиментационное развитие платформенных поднятий и впадин (бассейнов) (рис.2-7). Основной зоной поднятий в течение раннего и среднего палеозоя являлся Трансконтинентальный свод на западе платформы, протянувшийся в юго-западном направлении от юго-западного же выступа Канадского щита к будущим Скалистым горам. К востоку от него, в области Мидконтинента обособились три бассейна-синеклизы – Западная Внутренняя, узким горстовым меридиональным поднятием Немаха в конце раннего карбона расчлененная на впадины Канзас и Форест-

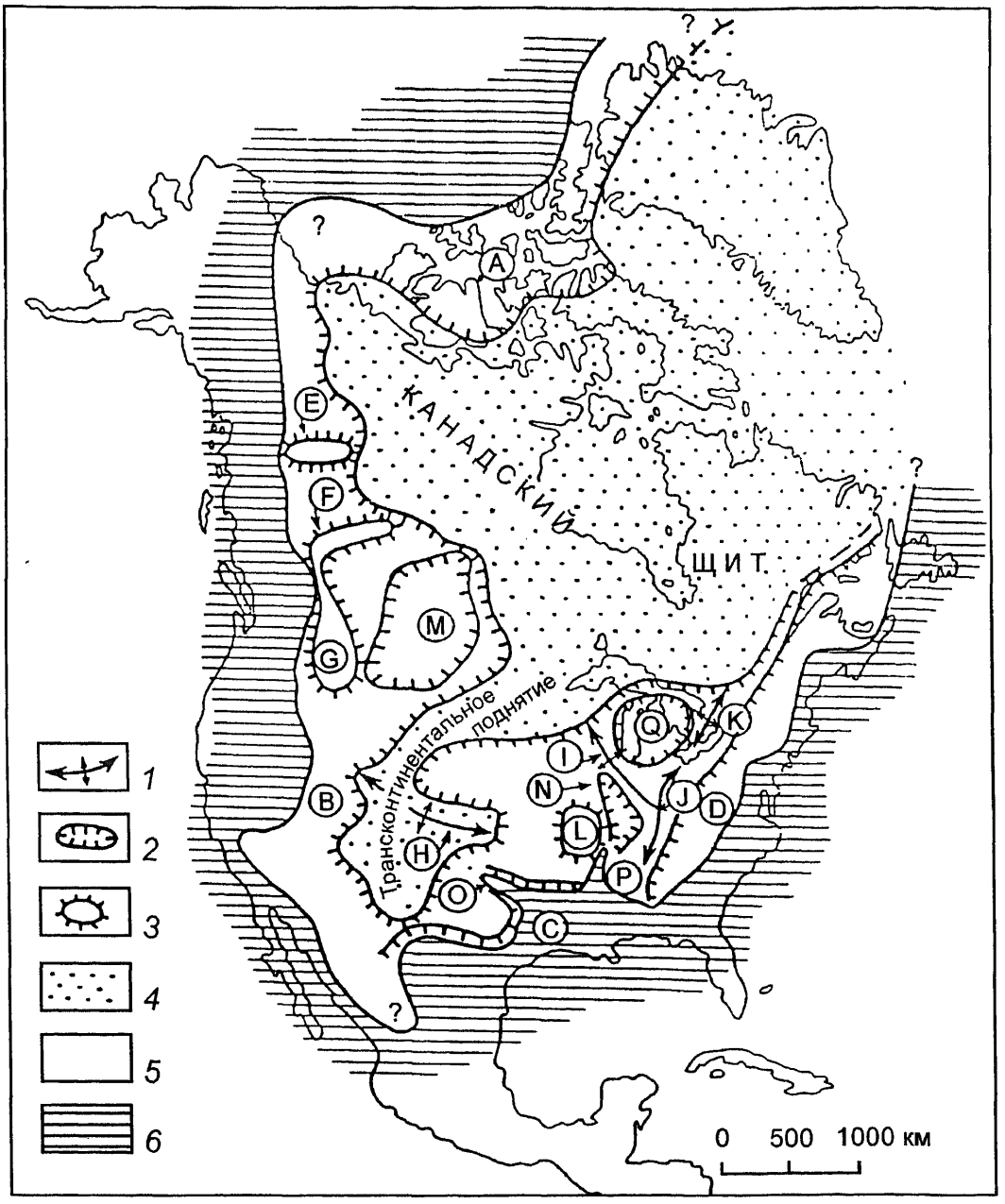


Рис. 2-7. Основные физико-географические и структурные черты Северной Америки в раннем палеозое (по В.Дж.Фрезье и Д.Р.Швиммеру)

1 – структурные своды; *2* – бассейны; *3* – поднятия; *4* – суша; *5* – мелкое море; *6* – океанские бассейны. A – Иннуитский шельф; B – Кордильерский шельф; C – трог Вичита; D – Аппалачский шельф; E – свод Татлина; F – свод Пис Ривер; G – купол Монтана; H – свод Кембридж – Центральный Канзас; I – свод Канкаки; J – свод Цинциннати; K – свод Финдлей; L – купол Озарк; M – бассейн Виллистон; N – бассейн Иллинойс; O – Южно-Оклахомский авлакоген; P – рифт Рилфут; Q – бассейн Мичиган

Сити, а также бассейны Мичиган и Иллинойс. Последние отделялись антеклизой Финдлей-Цинциннати от Приаппалачской зоны перикратонных опусканий – проксимальной части пассивной окраины океана Япетус. К юго-западу от бассейна Иллинойс располагалась округлая антеклиза – «купол» Озарк, с выходами докембрия в ядре (рис.2-8).

По другую, северную сторону Трансконтинентального свода находился крупный Виллистонский бассейн, отделенный поднятием Монтана от Кордильерской

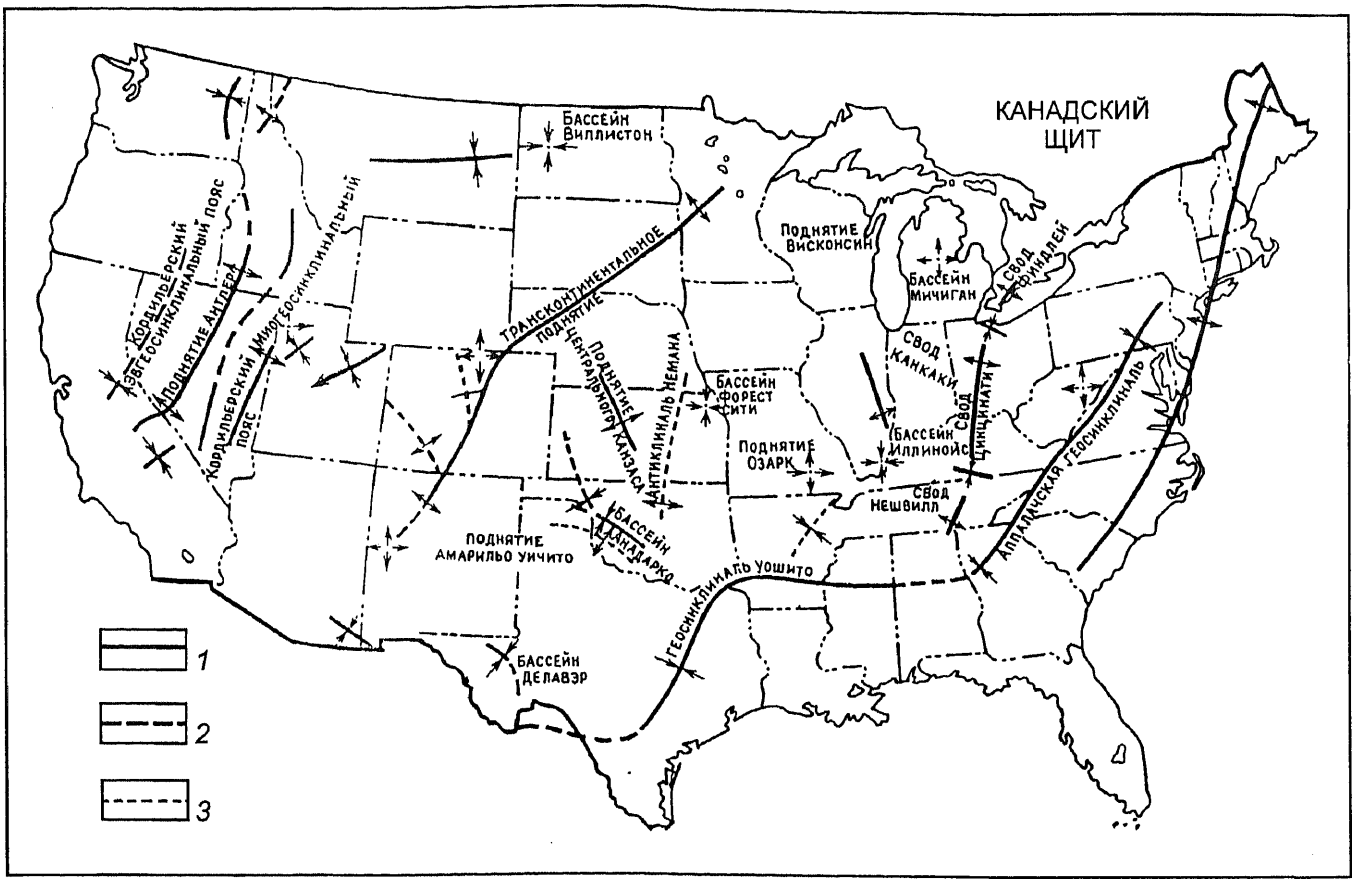


Рис. 2-8. Главные структурные единицы территории США, которые были активными в среднем девоне – раннем карбоне (по Л.К.Крейгу и К.Л.Вернесу, из книги В.Дж.Фрезье и Д.Р.Швиммера)

1 – миссисипские (C_1) структурные единицы; *2* – структурные единицы неизвестного или предполагаемого миссисипского возраста; *3* – структурные единицы, возникшие в послемиссисипское–раннепенсильванское время и продолжавшие развиваться в пенсильвании (C_{2-3})

окраины Палеопацифика на западе и образовавшегося в начале девона Западно-Канадского бассейна. Севернее, в пределах Канадского щита, с ордовика по девон включительно существовал Гудзонов бассейн. Осадочный чехол нижнего и среднего палеозоя распространен и на северном склоне Канадского щита, осложненном меридиональным валом Бутия – аналогом кряжа Немаха Мидконтинента, находящимся с ним в одной полосе.

В центральных частях синеклиз неоднократно возобновлялось эвапоритонакопление. Это в особенности касается Мичиганского, Виллистонского, Западно-Канадского, Гудзонова бассейнов, а по их периферии нередко развивались рифы, наиболее крупные – барьерного типа, в девоне Западно-Канадского бассейна. Мощности осадков в центре синеклиз измеряются сотнями метров для каждого отдела, а за их пределами – десятками метров. Терригенные отложения распространены в основном лишь вокруг поднятий. На границе ордовика и силура, среднего и позднего девона, девона и карбона платформа испытывала кратковременное, но почти полное осушение.

В области Мидконтинента накопление нижнего комплекса чехла завершилось отложением средне- и верхнекарбоновой (пенсильванской) паралической угленосной формации, в период которого впадины Мичиган, Иллинойс и Предаппалачский прогиб объединились в единый Восточнный Внтуренний каменноугольный бассейн. А на западе платформы произошла крупная структурная перестройка, выразившаяся в образовании протяженной системы сопряженных поднятий и прогибов западо-северо-западного простирания, известной под названием системы «Древних Скалистых гор», протянувшейся от штатов Юта и Колорадо на западе до Оклахомы и Техаса на востоке (рис.2-9). В прогибах этой системы, прилегающих к поднятиям с северо-востока – Анадарко и Ардмор, в пенсильвании и ранней перми накопилось до 15 и более километров терригенных осадков за счет сноса с прилегавших с юга поднятий. Прогибы имеют асим-

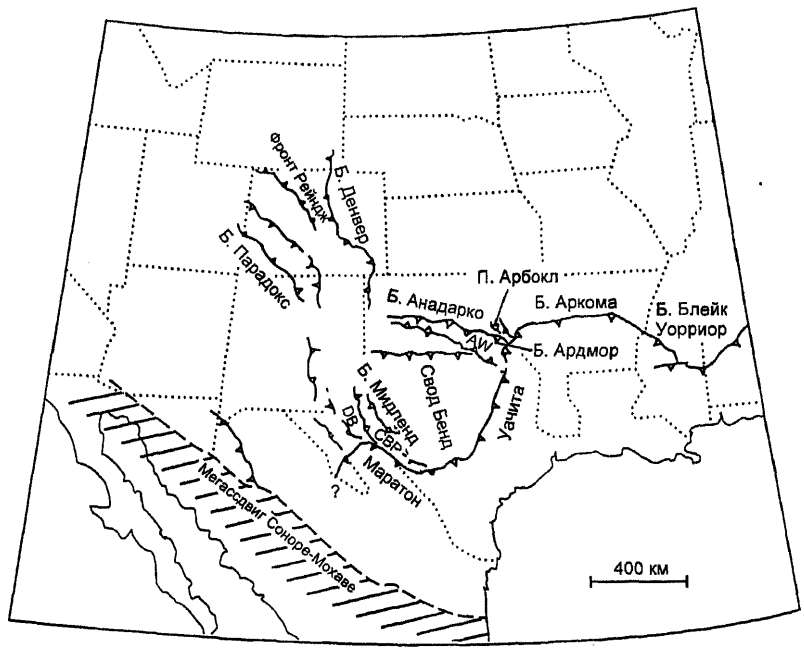


Рис. 2-9. Позднепалеозойские деформации внутри Северной Америки: Великие Древние Скалистые горы (по Х. Йе и др.)
Линии с треугольниками – надвиги, в том числе предполагаемые. Заштрихованная область к юго-западу от мегасдвига Сонора-Мохаве не была в ее современном положении в позднем палеозое. Бассейны – Б., платформы – П., AW – платформа Амарильо-Вичита, СВР – платформа Центральная, DB – бассейн Делавер

метричную форму с более пологими склонами, обращенными внутрь платформы и более крутыми – к этим поднятиям, которые на них надвинуты. С таким надвиганием связано и образование северо-вергентных складок в прогибах. Аналогичный стиль деформаций характеризует и соотношение прогибов и поднятий фундамента в Восточных Скалистых горах в более западной части данной системы дислокаций. Пенсильванское выполнение одного из этих бассейнов – Парадокс, отличается присутствием довольно мощной толщи эвапоритов.

Южнее основной зоны «Древних Скалистых гор», в самом юго-западном углу платформы синхронно и, очевидно, сопряженно с этой системой развивался вытянутый в северо-северо-западном направлении и смыкавшийся на юге с подвижным поясом Уошито-Маратон Западно-Техасский бассейн. Этот бассейн состоял из двух глубоких прогибов – Делавер на западе и Мидленд на востоке, разделенных «Центральной платформой» (рис.2-10), а на востоке его ограничением являлась антеклиза Бенд с обнаженным докембрийским ядром Льяно. В пенсильвании и начале перми в прогибах Западно-Техасского бассейна в условиях некомпенсированного погружения отлагались черные битуминозные сланцы, алевролиты и тонкослоистые известняки. Между тем на Центральном поднятии несогласно на докембрийском фундаменте и смятом более древнем палеозойском чехле залегают пермские шельфовые известняки, а края этой «платформы» обрамляются мощными барьерными рифами верхов нижней – низов верхней перми. В поздней перми оба прогиба были заполнены мощной красноцветной и соленосной толщей, а затем весь бассейн был перекрыт маломощными красноцветами конца перми.

Севернее системы «Древних Скалистых гор» на западе платформы остаточные погружения в позднем палеозое и начале триаса испытали лишь Виллистонский и Западно-Канадский бассейны, в последнем случае его реликтовая впадина Пис-Ривер.

Верхний комплекс чехла распространен исключительно вдоль западной окраины древней платформы, в полосе, прилегающей к Кордильерам и включающей Восточные Скалистые горы и Великие Равнины. Область осадконакопления в течение триаса и юры постепенно расширялась к востоку, а континентальные и лагунные обломочные красноцветы замещались морскими терригенными отложениями, причем на севере морской режим установился раньше, чем на юге. Погружения охватили и сохранившиеся от палеозоя впадины Виллистон и Пис-Ривер и будущие передовые

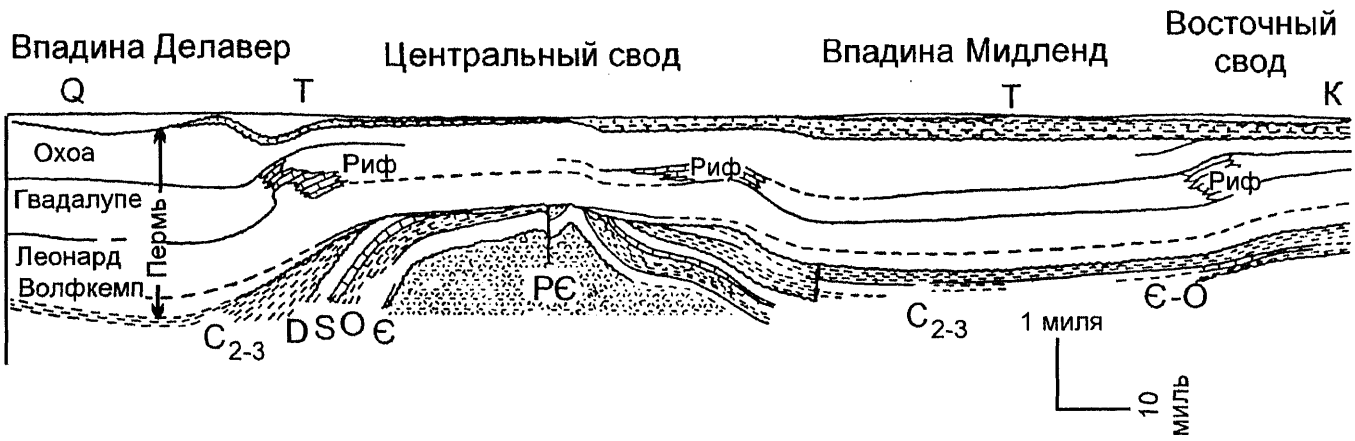


Рис. 2-10. Профиль через южную часть пермской синеклизы Техаса и Нью-Мексико (по Ф.Б.Кингу и др.)

прогибы Скалистых гор – Альберта, Паудер-Ривер, Денвер. Особенно резкое расширение зоны осадконакопления произошло в раннем мелу, а к концу этой эпохи на западе платформы возник широкий морской пролив, соединивший Арктический бассейн с бассейном Мексиканского залива. В позднем мелу в этом проливе в трансгрессивные эпизоды накапливались карбонатно-глинистые осадки, а в регрессивные – песчано-глинистые. В конце позднего мела в связи с наступлением ларамийской эпохи орогенеза на месте морского пролива возникла аллювиально-озерная равнина с отложением песчано-глинистых угленосных осадков с прослоями пеплов и туфов, которое продолжалось с постепенным затуханием в области Великих Равнин в течение почти всего кайнозоя, за счет сноса с Кордильер.

2.2. Палеозойское обрамление древней платформы

2.2.1.Восточно-Гренландские каледониды

Восточное складчатое обрамление Северо-Американской платформы начинается на крайнем севере Восточно-Гренландской каледонской складчатой системой – одним из звеньев североатлантических каледонид. Эта система простирается вдоль восточного побережья Гренландии от Земли Кронпринца Христиана (82° с.ш.) до залива Скорсби (70° с.ш.) и южнее срезается берегом моря. Ее ширина достигает 300 км. Система характеризуется чрезвычайно сложной западновергентной структурой, включающей лежачие складки, надвиги и покровы пеннинского типа. Сама Восточно-Гренландская система сложена исключительно мощной (до 17 км!?) толщей верхнепротерозойских мелководно-морских осадков – пелитов, кварцитов, карбонатов, включающей нижневендский горизонт тиллитов, и согласно перекрытой нижнепалеозойскими так же шельфовыми карбонатами, но весьма умеренной (сотни метров) мощности. Степень метаморфизма этих образований нарастает в южном направлении, достигая даже гранулитовой фации; здесь проявлена и мигматизация. В покровную структуру вовлечены не только породы основного складчатого комплекса, но и породы фундамента, вплоть до архейских гнейсов. Амплитуда горизонтальных перемещений достигает как минимум нескольких десятков километров, и во фронтальной части орогена наблюдаются тектонические окна, в которых выступают образования форланда. Они включают архейские гнейсы и супракрустальные образования среднего протерозоя, деформированные в каролинидскую эпоху, соответствующую гренвильской (см.выше), и местами также верхнепротерозойский и нижнепалеозойский чехол. Все они в разной степени затронуты и каледонскими деформациями. Главная эпоха этих деформаций относится к силуру и имела место во всяком случае до среднего девона, так как молассы среднего–верхнего девона выполняют впадину, несогласно наложенную на интенсивно деформированный комплекс. Эта моласса, однако, также испытала некоторую деформацию и была прорвана постколлизионными гранитоидами.

2.2.2. Аппалачская палеозойская покровно-складчатая система

Аппалачская палеозойская покровно-складчатая система простирается почти на 3,5 тыс. км вдоль атлантической окраины Канады и США от северного

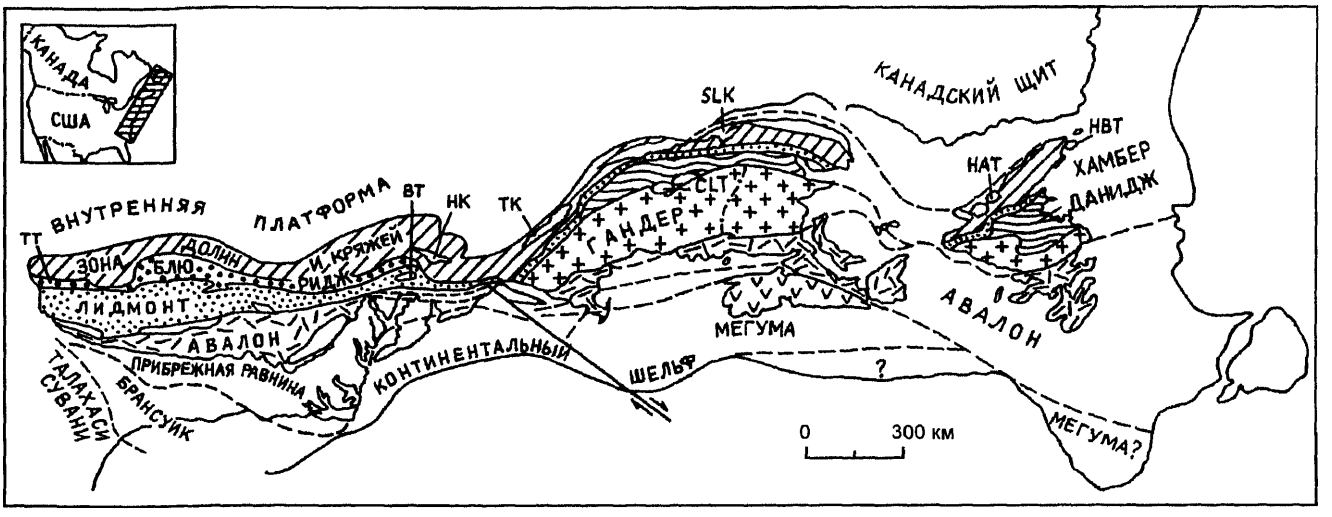


Рис. 2-11. Структурная и метаморфическая зональность Аппалачей (по Н.Расту)
Метаморфизм показан косой штриховкой. Вопросами помечен Каролинский сланцевый пояс. Индексами отмечены тектонические окна

шельфа Ньюфаундленда и почти до Мексиканского залива (рис.2-11). Ее обнаженная ширина достигает 600 км. К северу от широты Нью-Йорка эта система подходит непосредственно к берегу и ее наиболее восточные зоны расположены уже на шельфе, а южнее указанной широты они перекрыты молодым (мел–кайнозой) чехлом прибрежной равнины, расширяющейся к югу.

Аппалачская складчато-покровная система достаточно отчетливо распадается на два сегмента – северный и южный, граница между которыми проходит примерно на широте Нью-Йорка. Эта граница выражена и в рельефе – ей отвечает сужение и понижение современной горной системы, образующей самостоятельные кульминации на севере, в штате Нью-Гэмпшир, и на юге, в штате Северная Каролина, с вершинами порядка двух километров над уровнем моря.

Северные Аппалачи отличаются от Южных прежде всего тем, что они непосредственно граничат на западе с Канадским щитом вдоль так называемой линии Логана (У.Логан – первый директор Геологической службы Канады), которая первоначально рассматривалась как глубинный разлом («краевой разлом» Н.С.Шатского), а затем оказалась надвиговым фронтом Аппалачей. Между этим фронтом и докембрийским фундаментом щита простирается узкая полоса шельфовых отложений нижнего палеозоя, относящихся к чехлу платформы. Другое очень важное отличие заключается в возрасте заключительных деформаций – для Северных Аппалачей это поздний силур – средний девон, для Южных – ранняя пермь. По этому признаку, как и по структурному положению до мезозойского раскрытия Атлантики, Северные Аппалачи тяготеют к каледонидам Северо-Западной Европы, а Южные – к герцинидам Центральной Европы.

Северные Аппалачи помимо штатов Новой Англии и Приморских провинций Канады включают о-в Ньюфаундленд. Однако последний образует их самостоятельный сегмент, отделенный от материка поперечным разломом-сдвигом, проходящим через разделяющий их пролив Кэбот. На Ньюфаундленде наиболее четко выражена поперечная зональная система. Ее западный надвиговый фронт проходит здесь вдоль пролива Бель-Иль, отделяющего Ньюфаундленд от Лабрадора и только на крайнем северо-западе острова выходит на его побережье. Западная зона Ньюфаундленда именуется зоной Хамбер. Вдоль ее восточного края проходит поднятие, выраженное хребтом Лонг-Рейндж (длинный кряж) с выходами гренвильского гранитно-метаморфического фундамента. Этот фундамент трансгрессивно перекрыт обломочными и карбонатными породами кембрия, заключающими типично американскую мелководную фауну. На западном склоне хребта и на побережье автохтонный кембрий тектонически перекрыт переброшенными с востока офиолитами, образующими останец покрова, обдуцированного в позднем ордовике на зону Хамбер, несомненно принадлежащую краю Лаврентии. Зона Хамбер по довольно крутому разлому граничит на востоке с зоной Даннидж, отвечающей осевой части раннепалеозойского океанского бассейна Япетус, разделявшего Лаврентию и Балтику. Об этом свидетельствуют многочисленные выходы офиолитов этого возраста, наряду с которыми здесь развиты островодужные вулкани-

ты, глубоководные песчано-глинистые осадки и плутоны гранитоидов ордовикско-девонского возраста. Зона подверглась таконским деформациям в позднем ордовике и акадским в силуре – раннем девоне; последние были заключительными; после них здесь местами началось накопление моласс.

Зона Даннидж по новому разлому сменяется на востоке *зоной Гандер*, сложенной обломочными отложениями кембрия–ордовика и отчасти силура, рассматриваемыми ныне как отложения континентального склона и подножия противоположного лаврентьевскому края Япетуса (см.ниже). Здесь же расспространены плутоны гранитоидов ордовикско-девонского возраста.

Наиболее восточная зона Ньюфаундленда – *зона Авалон*, названная по одноименному полуострову. Основная роль в строении этой зоны принадлежит ранневендским (630–600 млн лет) островодужным вулканитам и гранитоидам и поздневендским (560–550 млн лет) бимодальным рифтогенным вулканитам, в основном согласно перекрываемым шельфовыми обломочно-карбонатными осадками кембрия–ордовика, содержащими «балтийскую» фауну. Именно этот контраст между раннепалеозойскими мелководными фаунами западного (зона Хамбер) и восточного (зона Авалон) Ньюфаундленда позволил канадскому геофизику Дж.Т.Вилсону в 1965 г. высказать идею о существовании между ними Протоатлантического океана, названного позднее британским геологом У.Харландом *океаном Япетус*. Развитие офиолитов, с конца 60-х годов рассматриваемых как древние аналоги океанской коры, в зоне Даннидж подтвердило это предположение. А зона Авалон с ее неопротерозойской складчатостью, аналогичной кадомской складчатости Западной Европы, послужила тектонотипом для выделения микроконтинента Авалония, занимавшего промежуточное положение между Гондваной и Лаврентией (подробнее см.ниже). В зоне Авалон местами обнажен более древний, мезопротерозойский континентальный фундамент, на который и была наложена неопротерозойская вулканическая дуга. По современным представлениям, этот фундамент мог принадлежать Амазонскому кратону; следы его размыва обнаруживаются в осадках зоны Гандер.

Тектоническая зональность, установленная на Ньюфаундленде, прослежена и в Приморских провинциях Канады и может быть распространена, очевидно, на все Северные Аппалачи. Совокупность зон Даннидж и Гандер здесь именуется Центральным подвижным поясом; поднятию Лонг-Рейндж зоны Хамбер отвечает поднятие Грин-Маунтинз, на западном склоне которого на шельфовом карбонатном кембрийском автохтоне лежат в тектоническом покрове глинистые сланцы, переброшенные через это поднятие в позднем ордовике, в таконскую эпоху, именно здесь и выделенную. Между тем в Центральном подвижном поясе наиболее ярко проявился акадский диастрофизм – деформации, метаморфизм и гранитный плутонизм; это и есть его типический регион. Но помимо ограничивающего его с юго-востока продолжения зоны Авалон, на юге провинции Новая Шотландия выделяется еще одна *зона* (террейн) – *Мигума*, в широком смысле также относящаяся к Авалонии. Эта зона сложена мощными, преимущественно обломочными образованиями нижнего и среднего палеозоя до девона включительно, затронутыми не только акадскими, но и позднепалеозойскими деформациями.

В конце девона – начале карбона на сложившуюся в итоге акадского диастрофизма структуру Северных Аппалачей была несогласно наложена серия впадин, заполненных морскими терригенными, карбонатными и эвапоритовыми отложениями нижнего карбона, угленосными континентальными среднего–верхнего карбона и, наконец, красноцветами низов перми. Впадины эти ограничены листрическими сбросами, а в их заложении и развитии крупную роль играли сдвиги. Мощность осадков в них достигает 6–8 км; со смещениями по сдвигам связаны внутренние дислокации сжатия.

Наиболее восточная полоса Северных Аппалачей, выходящая на сушу в Новой Шотландии и в районе Бостона, оказалась затронутой, как отмечалось, позднепалеозойскими деформациями, получившими в Аппалачах название аллеганских.

Южные Аппалачи. В отличие от Северных Аппалачей, Южные Аппалачи граничат на западе не со щитом, а с плитой Мидконтинента и сопровождаются со стороны последнего передовым позднепалеозойским прогибом. Этому *Предаппалачскому прогибу* в рельефе соответствует обратная морфоструктура – Аллеганское плато, являющееся водораздельным для бассейна Миссисипи и Мексиканского залива, с одной стороны, и рек, впадающих в Атлантический океан, с другой. Прогиб выполнен в основном паралической угленосной толщей пенсильвания, залегающей на средне- и нижнепалеозойском платформенном чехле, а в самой глубокой части прогиба сохранились континентальные терригенные отложения низов перми. Предаппалачский прогиб представляет собой в структурном отношении плоскую и широкую, до 300 км, впадину глубиной до 7 км, лишь на юго-востоке затронутую заметными складчатыми деформациями. Вдоль Аппалачского фронта на нее надвинута внешняя зона Южных Аппалачей – зона Кряжей и Долин (Ridge and Valleys). Амплитуда этого надвига возрастает к югу и здесь он переходит в настоящий шарьяж – Кемберлендский покров (рис.2-12).

Зона Кряжей и Долин обязана своим названием рельефу, в котором выходы песчаников образуют гряды,

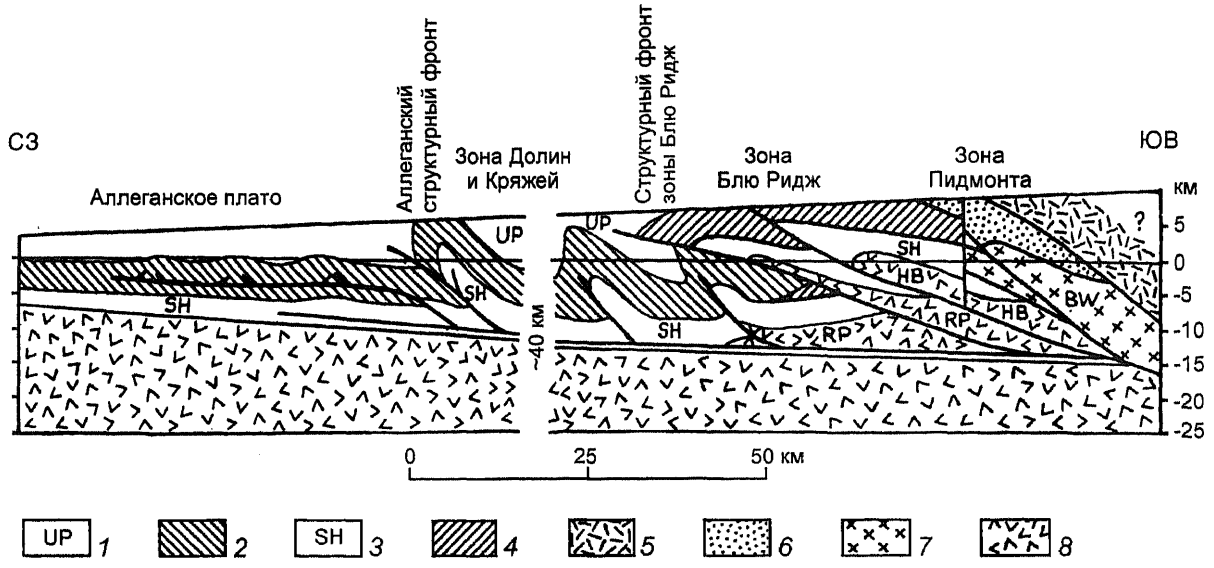


Рис. 2-12. Обобщенный профиль внешней части Аллеганского (Аппалачского – *В.Х.*) орогена в конце палеозоя от юго-восточной Пенсильвании до Аппалачского плато (по Р.Т.Фэйллу)

Эта упрощенная диаграмма показывает главные структурные элементы, созданные аллеганским орогенезом (включает и унаследованные от таконского). К началу мезозоя эрозия срезала Аллеганские горы и наиболее высокие антиклинали зоны Долин и Кряжей, а значительную часть Аппалачского орогена перекрыла обширная аллювиальная равнина. *1* – породы верхнего палеозоя; *2* – породы девонского, силурийского и верхнеордовикского бассейнов; *3* – карбонатные шельфовые породы; *4* – то же, более глубоководные отложения; *5* – породы магматической дуги; *6* – океанские породы; *7* – породы микроконтинента; *8* – породы Лаврентии. SH, UP, HB, RP, BW – местные литостратиграфические подразделения палеозойского разреза

а глинистые породы и известняки, легко разрушающиеся во влажном и теплом климате, – продольные понижения между ними. Эта зона в кембрии – раннем карбоне представляла собой внешний шельф пассивной окраины континента Лаврентия. В кембрии–ордовике здесь возникла карбонатная платформа, а в вышележащем разрезе чередуются песчаники, аргиллиты, карбонаты. В этот разрез со стороны центральной части орогена вдаются «обломочные клинья», сложенные крупнокластическими осадками – продуктами размыва поднятий, возникавших вследствие проявления здесь орогенических фаз – таконской в позднем ордовике, акадской – в позднем девоне. В основании «клиньев» наблюдаются следы эрозионных несогласий, но в целом разрез зоны, достигающий мощности 9–10 км, был дислоцирован лишь в середине и конце перми, в аллеганскую эпоху диастрофизма.

Структура зоны Кряжей и Долин вполне типична для внешних зон орогенов – палеозойский комплекс целиком сорван с докембрийского фундамента, полого погружающегося под ороген, и смят в чешуйчатые складки-дуплексы, сочетающиеся с надвигами западной вергентности, многие из которых слепые и выявлены бурением и сейсмикой.

Зона Кряжей и Долин представляет южное продолжение узкой полосы шельфовых нижнепалеозойских отложений, протягивающейся на севере вдоль «линии Логана». С востока-юго-востока на нее полого надвинута более узкая *зона Блю-Ридж* (Голубого хребта), являющаяся аналогом и продолжением зоны Хамбер Ньюфаундленда и Грин-Маунтинз Северных Аппалачей. Она представляет собой поднятие, в ядрах которого выступают гренвильские породы. На них несогласно наложена толща континентальных обломочных осадков и бимодальных вулканитов неопротерозойского возраста, накопившихся в рифтовую стадию развития окраины Япетуса. Стратиграфически выше несогласно залегают кварциты и глинистые сланцы нижнего кембрия. На востоко-юго-востоке ограничением зоны Блю-Ридж служит относительно крутой, но также восточно-вергентный разлом Бревард, сочетающий черты надвига и сдвига. Его сопровождают со стороны смежной зоны Пидмонта (Piedmont – подножье) выходы офиолитов.

Зона Пидмонта – южное продолжение Центрального подвижного пояса Северных Аппалачей. Подобно ему здесь распространены раннепалеозойские офиолиты, ордовикско-девонские островодужные вулканиты, глинисто-кремнистые сланцы и граувакки. Но основной эпохой деформаций, метаморфизма, достигающего уже амфиболитовой фации (во внешней зоне он практически не проявлен, а в зоне Блю-Ридж пре-

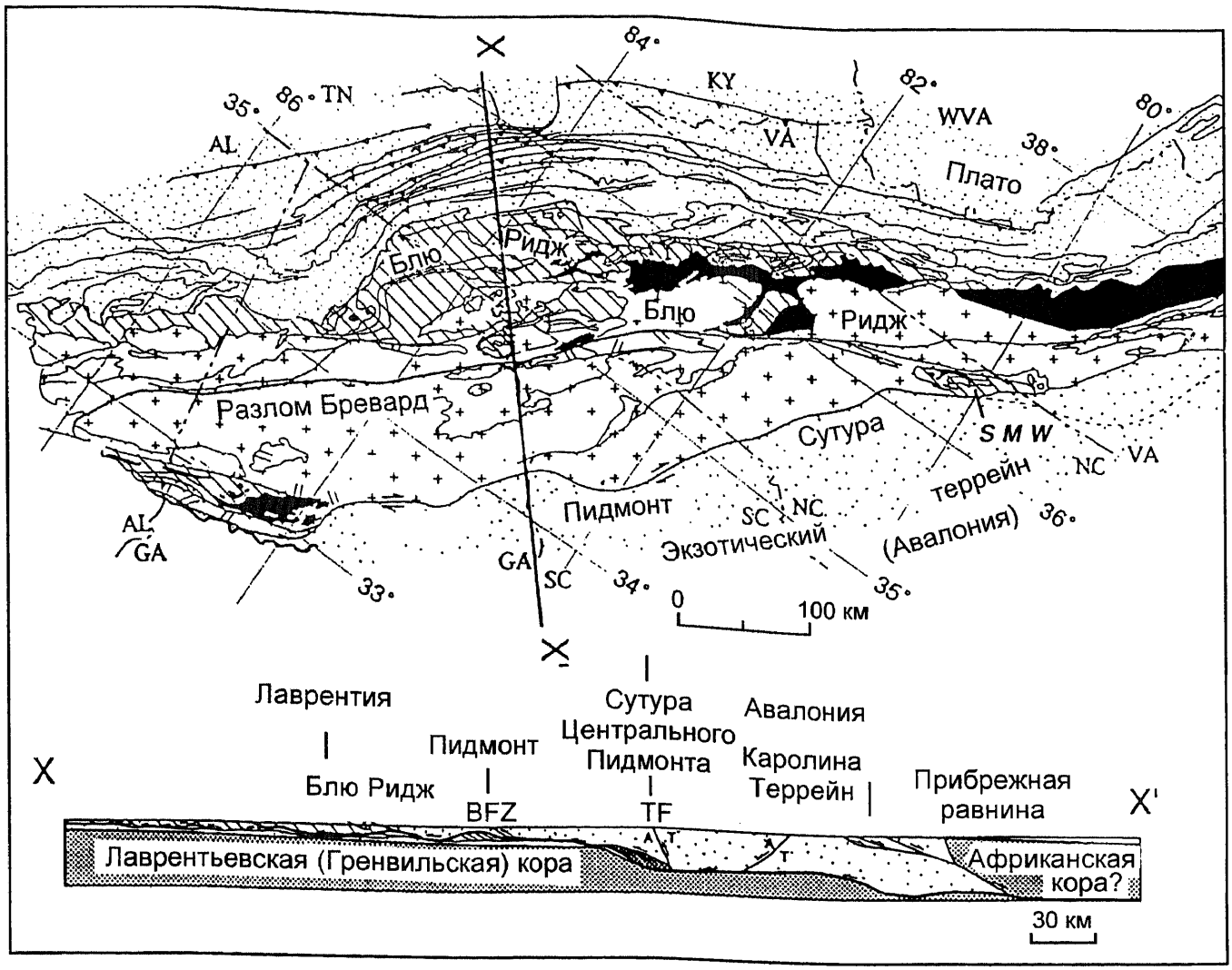


Рис. 2-13. Тектоническая карта и верхнекоровый профиль центральной и южной частей Аппалачского орогена (по Г.Р.Келлеру и Р.Д.Хатчеру)

SMW – тектоническое окно Сауратон Маунтин. Штаты: AL – Алабама, GA – Джорджия, TN – Теннеси, KY – Кентукки, WVA – Западная Вирджиния, SC – Южная Каролина, NC – Северная Каролина, VA – Вирджиния

имущественно зеленосланцевый), и гранитоидного магматизма являлась здесь позднепалеозойская аллеганская эпоха. Другой особенностью зоны Пидмонта является присутствие гранито-гнейсовых куполов, сложенных породами гренвильского фундамента и выступающих в тектонических окнах из-под океанских образований нижнего–среднего палеозоя. В промежутке между куполами последние интенсивно смяты. Сейсмические исследования методом отраженных волн не только подтвердили срыв палеозойского комплекса зоны Кряжей и Долин с древнего фундамента, но показали, что и зоны Блю-Ридж, и Пидмонта являются аллохтонными и тектонически подстилаются тем же фундаментом (рис.2-13).

На юго-востоке зона Пидмонта граничит с *Каролинским сланцевым поясом*, отличающимся от нее более слабыми метаморфизмом и дислоцированностью нижнепалеозойских терригенных образований. Эта зона в широком смысле считается южным элементом Авалонии, но фауна нижнего палеозоя имеет здесь не балтийский, а гондванский, европейско-африканский характер. Былая принадлежность Гондване уже вполне очевидна для расположенного южнее Каролинского пояса, во Флориде, террейна Талахаси-Суванни, ордо-

викско-силурийские мелководно-морские отложения которого, залегающие полого дислоцированным чехлом на панафриканском фундаменте и вскрытые бурением под мелом–кайнозоем, являются полным аналогом известных в Западной Африке, в Сенегале.

Аппалачская система на юге, в штате Алабама, погружается под меловой–кайнозойский чехол, но, по данным бурения и геофизики, прослеживается еще на некоторое расстояние с тем же простиранием. Далее она почти под прямым углом сочленяется с палеозойской же складчато-покровной системой Уошито, вместе со своим юго-западным продолжением составляющей южное подвижное обрамление Северо-Американского кратона, вплоть до северо-восточной Мексики включительно.

История формирования Аппалачской системы может быть кратко резюмирована следующим образом (рис.2-14). Ее заложение связано с началом распада суперконтинента Родиния, образованного после завершения гренвильского тектогенеза. В современных реконструкциях этого суперконтинента восточным «партнером» будущей Лаврентии являлся Амазонский кратон. Начало деструкции Родинии на месте будущей Аппалачской системы датируется серединой позднего рифея – 800–750 млн лет. Эта деструкция могла привести, через континентальный рифтинг к образованию океана Прото-Япетус (Н.Раст), или Кельтского (Ж.Конье и А.Райт), с микроконтинентом посередине, на котором и возникла, вероятно уже в венде, Авалонская вулканическая дуга. В середине венда, 620–600 млн лет назад, произошло смыкание этой дуги с Амазонией и Западной Африкой, имевшее своим следствием кадомскую складчатость и сопровождавшееся полным закрытием Прото-Япетуса. В позднем венде, почти непосредственно перед кембрием, 560–550 млн лет назад проявился новый импульс рифтинга, а на рубеже венда и кембрия началось раскрытие океана Япетус. В этом океане уже в кембрии, вероятно позднем, образовалась вулканическая дуга, столкнувшаяся с Лаврентией на рубеже кембрия и ордовика (500 млн лет назад) – пенобскоттская фаза тектогенеза. Но спрединг в основном бассейне Япетуса продолжался, и в среднем ордовике он, видимо, достиг своей максимальной ширины. В этом океане функционировала новая вулканическая дуга, над наклоненной к западу зоной субдукции, которая в позднем ордовике в свою очередь столкнулась с Лаврентией. Это таконское событие сопровождалось широкомасштабной обдукцией офиолитов и глубоководных осадков на край Лаврентии в зоне Хамбер Северных Аппалачей. Эта фаза тектогенеза затронула, однако, лишь западную окраину будущего орогена, а его центральная зона испытала основные деформации, метаморфизм и гранитоидный магматизм в следующую – акадскую эпоху, начавшуюся на Ньюфаундленде в конце силура и достигшую кульминации в Северных Аппалачах в раннем девоне. Это событие было связано со столкновением с краем Лаврентии микроконтинента Авалонии, к тому времени отколовшейся от Гондваны и примкнувшей к Лаврентии вследствие раскрытия в его тылу океана Реикум – родины Среднеевропейских герцинид (см. следующую главу). Для Северных Аппалачей акадская эпоха тектогенеза была заключительной, кроме узкой полосы атлантического побережья. В Южных Аппалачах эта роль принадлежала аллеганской эпохе, с кульминацией в ранней перми, когда с Лаврентией, нарастившейся Авалонией и ее южным продолжением, столкнулась уже Гондвана, фрагмент окраины которой сохранился во Флориде.

2.2.3. Позднепалеозойская складчато-покровная система Уошито-Маратон

Эта система состоит из нескольких относительно плавно сочленяющихся отрезков-сегментов разного простирания (рис.2-15). Собственно система Уошито северо-западного–юго-восточного простирания занимает наиболее северное и восточное положение, обнажаясь своей северной частью в одноименных горах в штатах Оклахома и Арканзас. На западе она резко поворачивает к юго-юго-западу, огибая поднятие Арбокл и антеклизу Бенд юго-западного угла кратона. К югу от антеклизы Бенд с ее куполом Льяно продолжение системы Уошито вновь резко поворачивает к северо-западу, обнажаясь на небольшом участке в горах Маратон в юго-западном Техасе близ мексиканской границы. Далее она вновь поворачивает к юго-востоку и слагающие ее образования снова обнажаются в небольших эрозионных окнах из под мезозоя в северо-восточной Мексике. Таким образом, намного большая часть системы Уошито-Маратон скрыта под чехлом мезозойско-кайнозойских образований молодой платформы побережья Мексиканского залива.

Несмотря на то, что система Уошито представляет несомненное продолжение Аппалачей и обладает близким к последним возрастом заложения и заключительных деформаций, она во многих отношениях, и прежде всего по составу слагающих ее отложений, существенно от них отличается.

Стратиграфический разрез обнаженной части системы Уошито включает отложения от верхнекембрийских до пермских. В отличие от внешней зоны Аппалачей, вплоть до середины карбона этот комплекс состоит из глубоководных осадков, образовавшихся в условиях континентального склона, подножия и даже ложа глубокого бассейна, вероятно окраинного моря (см. ниже). В этой глубоководной части разреза выделяют-

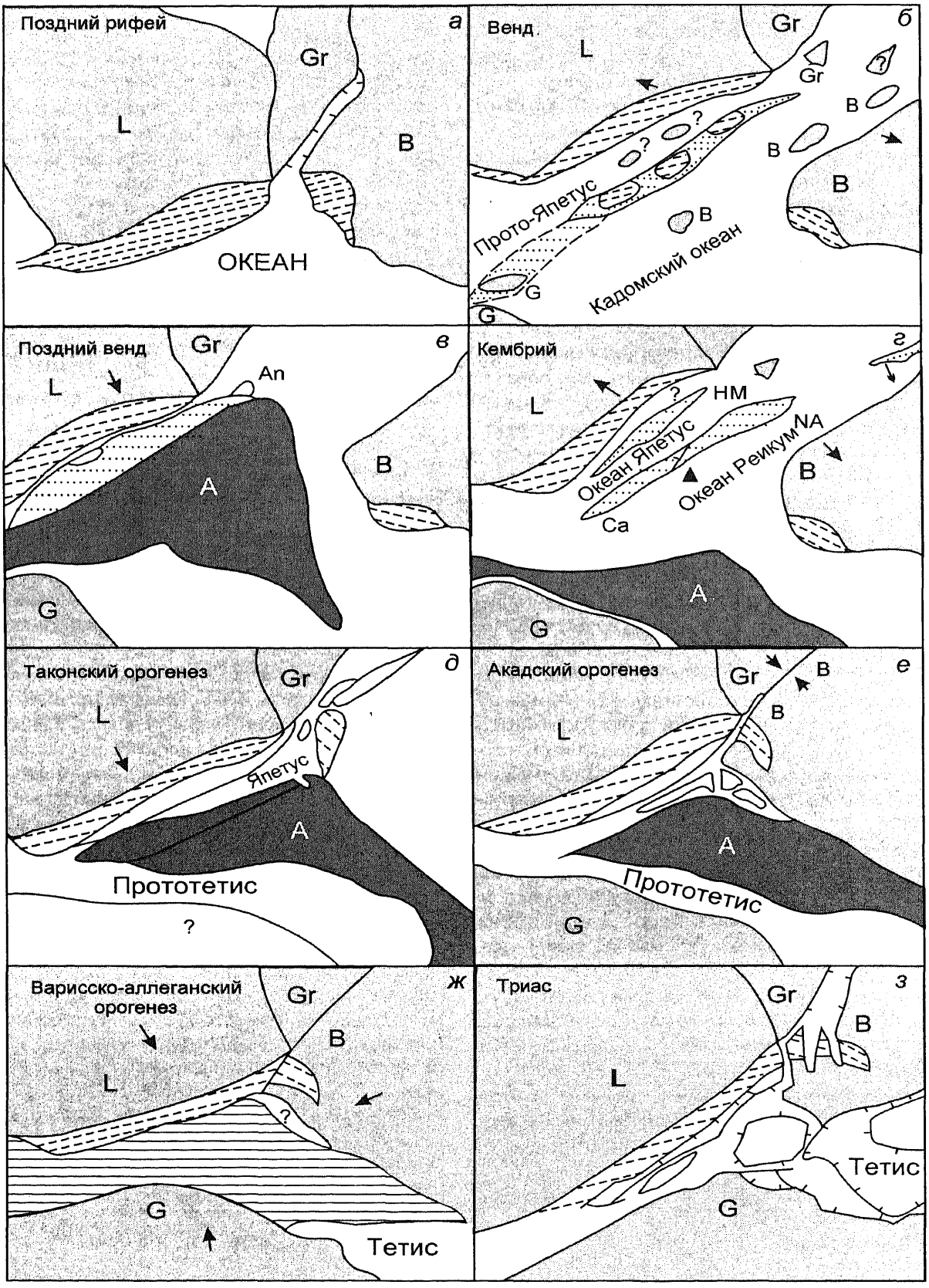

Поздний рифей
а
Gr
L
B
ОКЕАН
Венд
б
L
Gr
Gr
B
B
B
B
Прото-Япетус
Кадомский океан
G
G
Поздний венд
в
Gr
L
An
A
B
G
Кембрий
г
L
НМ
Океан Япетус
Океан Реикум
NA
Ca
B
A
G
Таконский орогенез
д
Gr
L
Япетус
A
Прототетис
?
Акадский орогенез
е
Gr
B
B
L
A
Прототетис
G
Варисско-аллеганский орогенез
ж
Gr
B
L
?
G
Тетис
Триас
з
Gr
B
L
Тетис
G

Рис. 2-14. Диаграммы, показывающие развитие Аппалачского пояса с элементами палинспастики (по Н.Расту)

Континентальные области: A – Арморика, B – Балтика, G – Гондвана, Gr – Гренландия; L – Лаврентия, An – Англси. Маленькими буквами отмечены их фрагменты. Океаны оставлены белыми, черточками показан Гренвильский пояс, точками – вулканические дуги, горизонтальной штриховкой - Варисско-Аллеганский орогенический пояс, линиями – разломы и сутура. Направление движения континентальных массивов показано стрелками.

а – 800–700 млн лет, позднерифейский рифтинг; *б* – 700–630 млн лет – продолжение раннего рифтинга в венде, образование континентальных фрагментов и Авалонских островных дуг на различном, частично океанском, частично континентальном основании; *в* – 600 млн лет – поздневендский авалонско-кадомский орогенез с закрытием океана Прото-Япетус и большей части Кадомского океана. Консолидация Арморики в качестве супертеррейна из ранее существовавших фрагментов островных дуг и пр. *г* – поздний докембрий - ранний кембрий – рифтинг, отщепление супертеррейна Авалон (NA) и, возможно, Харрикейн Маунтин (HM) и Каролинского (Ca) супертеррейнов от Арморики и образование океанов Япетуса, Реикума и Прототетиса, соединяющихся в тройном сочленении, отмеченном черным треугольником; Арморика была отделена от Гондваны узким океанским проливом, будущим Прототетисом, стрелки указывают направление миграции пенобскоттских дуг; *д* – таконское частичное закрытие океана Япетус на севере и коллизия и консолидация террейнов на юге с образованием рифтов в Арморике; *е* – каледонское закрытие океана Япетус между Гренландией и Лаврентией и начало акадского (лижерийского) орогенеза; *ж* – варисско-аллеганское образование Пангеи с консолидацией варисского орогена; *з* – триасовое расщепление

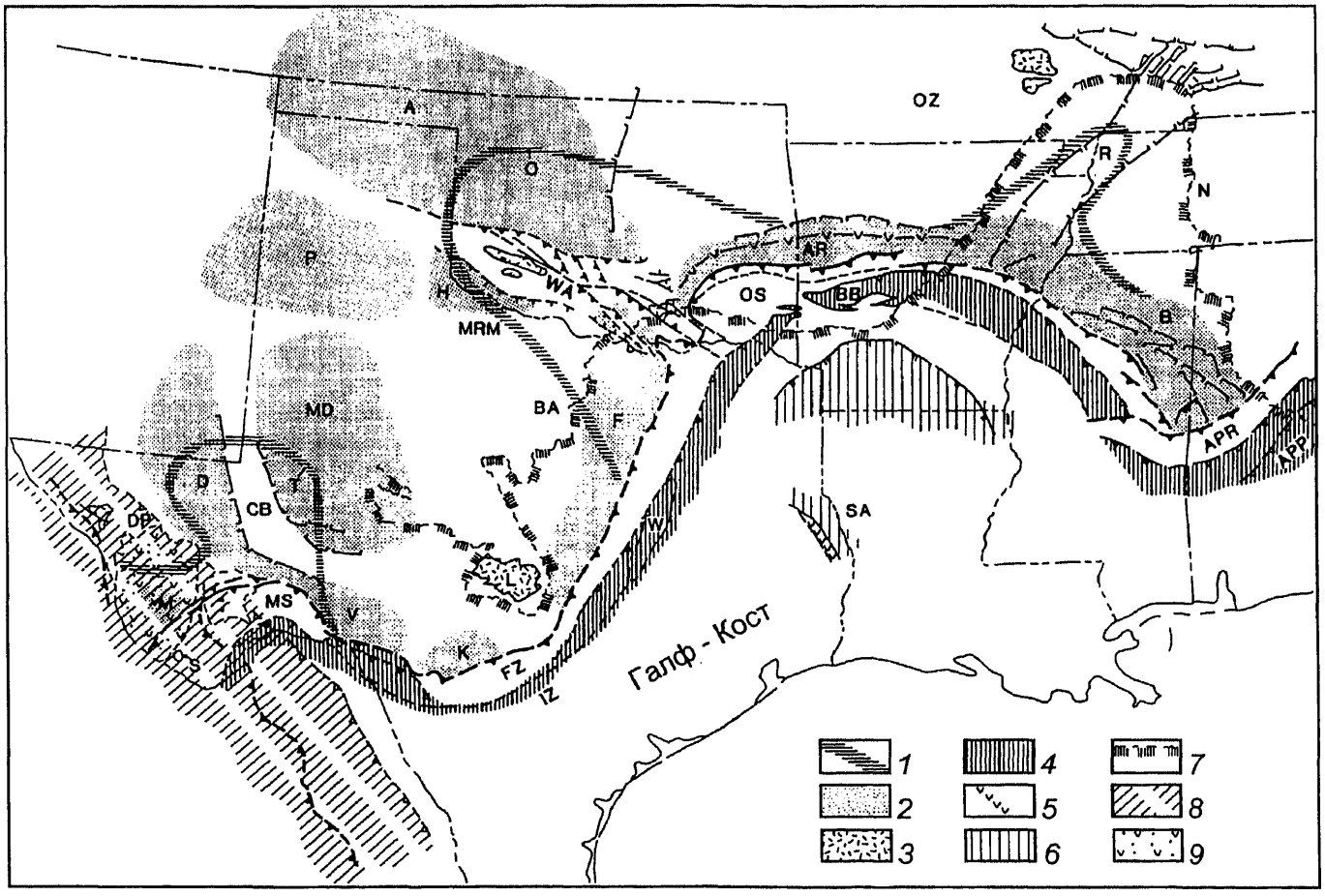


Рис. 2-15. Главные структурные элементы системы Уошито и ее форланда (по Дж.К.Арбенцу)

1 – раннепалеозойские бассейны; *2* – позднепалеозойские бассейны; *3* – выходы фундамента (докембрийский кратонный и кембрийский магматический комплекс гор Вичита); *4* – центральные поднятия и внутренняя зона (метаморфизованы); *5* – позднепалеозойские вулканиты; *6* – среднекарбоновые и более поздние бассейны-наследники (successor basins); *7* – северная граница равнины Галф Кост; *8* – слабая переработка орогенезом Кордильер; *9* – вулканиты гор Дэвис (среднетретичные). *Бассейны на платформе* (с запада на восток): раннепалеозойские: T – Тобиса, O – Оклахома, R – Рилфут – долины Миссисипи; позднепалеозойские синорогенные: M – Марфа, D – Делавер, V – Валь Верде, K – Керр, MD – Мидленд, F – Форт Уэрт, P – Пало Дуро, H – Хардсман, A – Анадарко, AR – Аркома, B – Блэк Уорриор. *Поднятия на платформе* (с запада на восток): DP – платформа Дайабло, CB – Центральная платформа бассейна (Западно-Техасского, В.Х.), L – Льяно, BA – свод Бенд, MRM – свод Матадор-Ред-Ривер-Мюнстер, WA – Вичита-Арбокл, OZ – Озарк, N – Нэшвилл. *Система Уошито* (с запада на восток): S – Солитарио, MS – выступ Маратон, R – Ред Ривер, FZ – Фронтальная зона, IZ – Внутренняя зона, W – поднятие Уэко, OS – выступ Оклахома, BB – поднятие Брокен Боу-Бентон, SA – поднятие Сэбайн (посторогенное). *Аппалачская система*: APR – складчато-надвиговый пояс Аппалачей (провинция Долин и Кряжей); APP – сланцевый пояс Талладега и Пидмонт

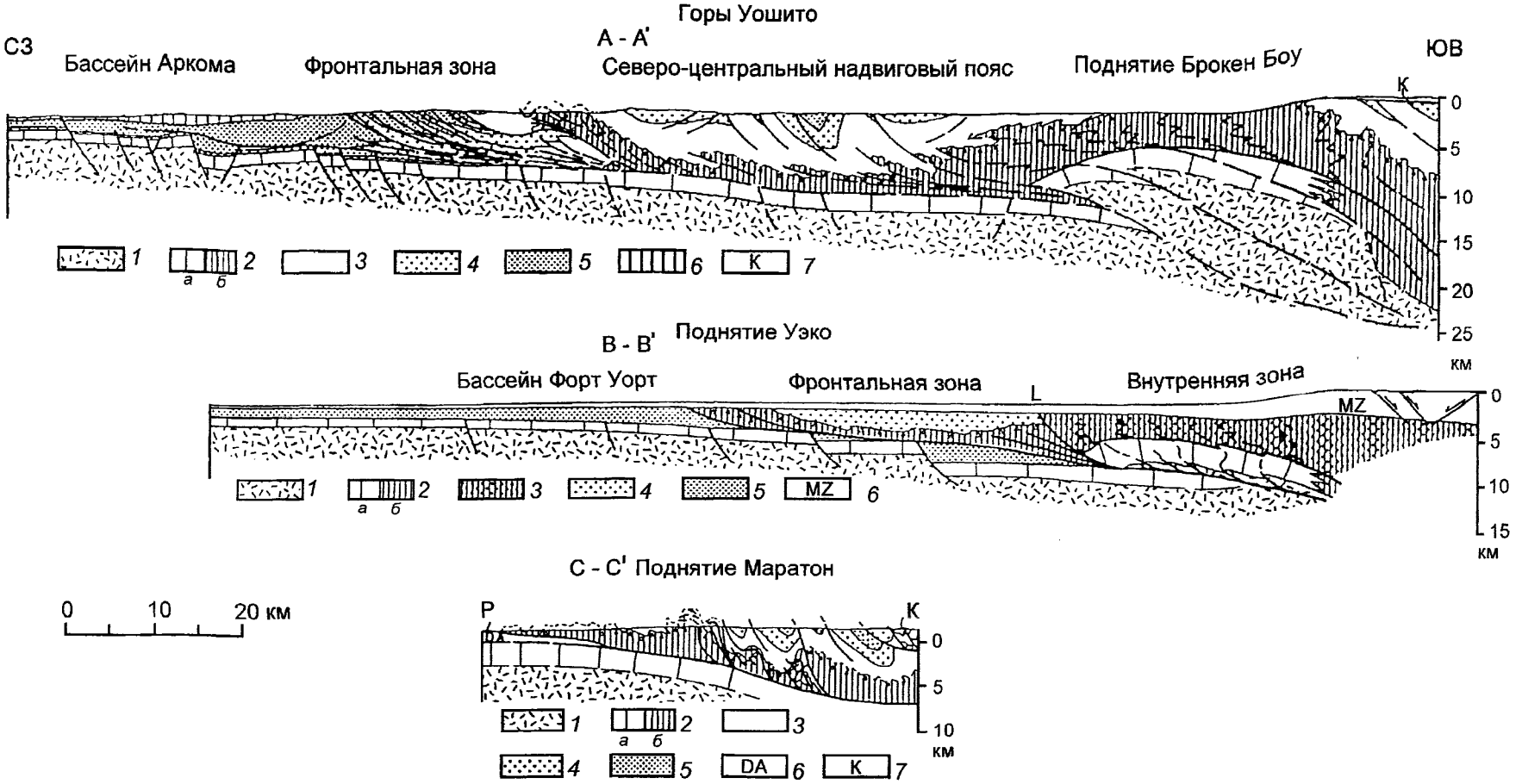


Рис. 2-16. Обобщенные профили через фронтальную часть системы Уошито в Оклахоме и Техасе (по Дж.К.Арбенцу)

Профиль А–А′: *1* – докембрийский фундамент; *2* – породы от кембрия до миссисипия (нижнего карбона): *а* – платформенные породы, *б* – глубоководные отложения (доорогенные; треугольниками обозначены ордовикско-девонские кремни); *3* – миссисипский флиш; *4* – нижнепенсильванский флиш и платформенные породы; *5* – формация Атока нижнего пенсильвания (C_2); *6* – формация Димойн среднего пенсильвания (C_3); *7* – меловые отложения.

Профиль В–В′: *1* – докембрийский фундамент; *2а* – платформенные породы кембрия–ордовика; *2б* – глубоководные отложения кембрия – раннего миссисипия (доорогенные); *3* – глубоководные отложения кембрия–карбона (без подразделения); *4* – нижнепенсильванский (C_2) флиш; *5* – формация Атока; *6* – мезозойские отложения (без подразделения).

Профиль С–С′: *1* – докембрийский фундамент; *2* – отложения от кембрия до миссисипия: *а* – платформенные; *б* – глубоководные (доорогенные); *3* – миссисипский флиш; *4* – нижнепенсильванский флиш; *5* – формация Хэймонд; *6* – аллохтон Дагаут, поздний пенсильваний; *7* – меловые отложения

ся три части: кембрий и ордовик представлены черносланцевой толщей умеренной мощности, но меньшей, чем в платформенном форланде, силур и девон – примечательной толщей светлых кремней – т.н. новакулиты, весьма маломощной – первые сотни метров, нижний и низы среднего карбона – терригенным флишем. Последний включает олистостромовые горизонты, причем в качестве олистолитов присутствуют глыбы пород не только северного происхождения, с окраины Лаврентии, но и южного, очевидно с вулканической дуги. Имеются и горизонты туфов из того же, вероятно, источника, в то время как до карбона весь снос шел с окраины кратона. Мощность флиша достигает 6 км. В конце времени его накопления, в начале пенсильвания, в прогибание начала вовлекаться южная окраина бассейна Аркома – передового прогиба Уошито. Здесь мощность нижнепенсильванского флиша достигает 9 км. Это опускание происходило по листрическим разломам. В это же время начались складчато-надвиговые деформации самой системы Уошито и ее поднятие. Вскоре основным бассейном осадконакопления стал прогиб Аркома, а флиш сменился все более мелководными и, наконец, аллювиальными отложениями молассового типа, накопление которых закончилось уже в ранней перми. В районе Маратона вплоть до этого времени продолжалось накопление флиша. Основной глубоководный кембро-нижнепенсильванский комплекс Уошито вовлечен в складчато-покровные деформации, наиболее сложные во фронтальной зоне орогена и в ослабленной форме проявленные и во внутреннем крыле передового прогиба Аркома. Этот комплекс в пределах обнаженной части сооружения и даже южнее, под молодым чехлом, находится целиком в аллохтонном положении и тектонически подстилается погруженным продолжением чехла и фундамента платформы, залегающим моноклинально, с небольшими смещениями по сбросам (рис.2-16). Однако в южной части горного сооружения расположены поднятия, под которыми платформенное основание приподнято и образует крупные дуплексы. Аллохтон здесь затронут начальным метаморфизмом, но никаких интрузий в Уошито не известно. На южное погребенное крыло орогена несогласно наложен тыльный прогиб, выполненный терригенно-карбонатными осадками верхнего карбона – нижней перми.

Как отчасти уже отмечалось, на востоке структуры Уошито поворачивают к юго-востоку, погружаясь под мел-кайнозойский чехол т.н. залива Миссисипи, и здесь тектонически срезаются южным продолжением Аппалачей. Вместе с ними срезается и вписанный в угол между Аппалачами и Уошито погребенный молассовый бассейн Блейк-Уорриор – продолжение бассейна Аркома. Примечательно, что на южном окончании обнаженных Аппалачей между зонами Кряжей и Долин и Блю-Ридж вклинивается зона Талладега с глубоководными фациям нижнего–среднего палеозоя, сходными с уошитскими. Становится очевидным, что в Аппалачах, кроме этой зоны, тектонически перекрыты отложения склона и подножья пассивной окраины Лаврентии, а в Уошито, напротив, отложения внешнего шельфа той же окраины.

Заложение океанского бассейна на южной окраине Лаврентии, вероятно, произошло тогда же, т.е. в начале кембрия, когда и на восточной окраине. Однако конкретный характер того бассейна, в котором накапливались осадки Уошито и Маратона, остается не вполне ясным: была ли это периферия открытого океана или окраинное море, подстилался ли он, соответственно, корой океанского или переходного (субокеанского) типа; в отсутствие офиолитов судить об этом трудно. Картина становится более ясной лишь с раннего карбона, когда в осадочном разрезе появляются продукты сноса с внутреннего поднятия, включая островодужные вулканиты. Являлась ли эта дуга энсиматической или энсиалической, остается под вопросом. Но появление вулканической дуги является очевидным свидетельством субдукции коры Уошитского бассейна с последующей коллизией этой дуги (и микроконтинанта?) с южным краем Лаврентии, что произошло, вероятно, уже в процессе общей коллизии Гондваны и Лаврентии (рис.2-17). Порожденные этой коллизией деформации в собственно Уошито закончились к позднему карбону, в бассейне Аркома и в тылу Уошито в конце карбона, а в Маратоне в ранней перми.

2.2.4. Иннуитская палеозойская складчатая система

Эта система образует северное складчатое обрамление Северо-Американского кратона (рис.2-18). Она протягивается на 1800 км, охватывая северную половину Канадского Арктического архипелага и крайний север Гренландии. Первоначальная протяженность системы была еще больше, так как она продолжалась в западном направлении на север Аляски, до северного склона хр. Брукса и хр. Ричардсона включительно. Учитывая это, в строении данной системы можно различить три сегмента, с запада на восток – Аляскинский, Канадский и Гренландский. Последние два разделены левым сдвигом (трансформным разломом) пролива Робертсона, а Аляскинский сегмент был отделен от Канадского при раскрытии Амеразийского бассейна Арктического океана.

Канадский сегмент Иннуитской системы является наиболее широким и относительно полно обнаженным. В нем выделяются три основные зоны. *Внешняя зона*

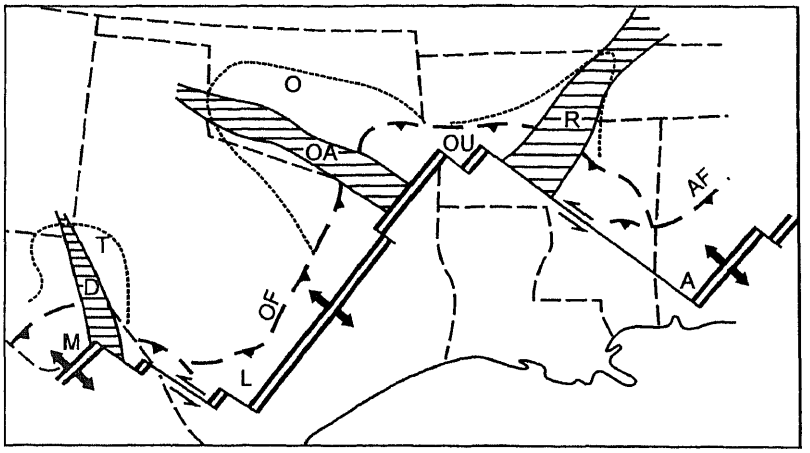


Рис. 2-17. Позднедокембрийские–среднекембрийские рифты и трансформные разломы южной окраины палеозойской Северной Америки (по Дж.К.Арбенцу)

A – выступ Алабама; AF – позднепалеозойский надвиговый фронт Аппалачей; D – авлакоген Делавер; L – выступ Льяно (или Техасский); M – залив Маратон; O – бассейн Оклахома (раннепалеозойский); OA – авлакоген Оклахома; OF – позднепалеозойский надвиговый фронт Уошито; OU – залив Уошито; R – рифт Рилфут (с раннепалеозойским бассейном долины Миссисипи); T – бассейн Тобоса (раннепалеозойский)

граничит на юге с арктическим склоном Канадского щита, сложенным в основном нижнепалеозойскими карбонатами внутреннего шельфа северной пассивной окраины Лаврентии. Сама эта зона образована также карбонатами нижнего и среднего палеозоя, но уже более мощными, внешнего шельфа, с участием рифовых тел и эвапоритов. Этот комплекс смят в линейные протяженные складки южной, а на востоке – юго-восточной вергентности. Граница складчатой зоны с платформенным чехлом проходит на западе вдоль проливов Парри, с которыми совпадает молодая сдвигово-рифтовая зона. Затем она довольно резко поворачивает к северо-востоку, огибая меридиональный выступ платформенного фундамента и чехла, продолжающий вал Бутия склона щита, а далее срезается сдвигом пролива Робертсона.

Центральная зона сегмента отвечает выполнению глубоководного бассейна Хейзен, возникшего в венде–кембрии на коре океанского или субокеанского типа, возможно представленной офиолитами, выступающими в северном борту этой зоны. Разрез зоны в нижней, кембро-ордовикской части сложен глубоководными кремнисто-глинистыми отложениями небольшой мощности, а в верхней, начиная с верхнего ордовика на востоке, нижнего силура в центре и нижнего девона на западе – карбонатно-терригенным флишем. Еще выше флиш сменяется молассой, начиная с верхнего силура на востоке, с нижнего девона в центре и среднего девона на западе. Верхний девон уже повсеместно представлен грубой, частично угленосной молассой мощностью более 3 км.

Северная зона надвинута на центральную и рассматривается как экзотический террейн, иногда именуемый Пирией (Peary a). Она занимает крайний север о-вов Элсмир и Аксель-Хейберг. Основание этой зоны имеет докембрийский возраст – оно прорвано гранитоидами с возрастом 1070–950 млн лет. Этот комплекс метаморфизован в амфиболитовой фации и сложен гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами. На этом, очевидно, гренвильском основании залегает карбонатно-терригенный чехол верхнепротерозойско-нижнепалеозойского (до верхнего кембрия или нижнего ордовика) возраста с подчиненными основными и кислыми вулканитами и черными сланцами. В середине ордовика эти образования испытали складчатость, метаморфизм и внедрение интрузий гранитоидов, после чего здесь возникла вулканическая дуга, сохранявшая активность до середины силура. Мощность осадочно-вулканогенного комплекса достигает 7–8 км; именно с его низами ассоциируются офиолиты. Надвигание Пирии на отложения трога Хейзен датируется поздним девоном. В ту же эпоху снова проявились метаморфизм и гранитизация. На более внешние зоны деформации распространились уже в раннем карбоне.

После выравнивания возникшего в результате этих деформаций рельефа на большую часть центрального сегмента Иннуитской системы была наложена крупная, 600 км по оси, *Сведрупская впадина* (синеклиза), в дальнейшем выполненная мощной, более 12 км, толщей верхнепалеозойских, мезозойских и палеогеновых отложений. В основании этого разреза, на уровне пенсильвания и перми присутствуют пачки эвапоритов, с

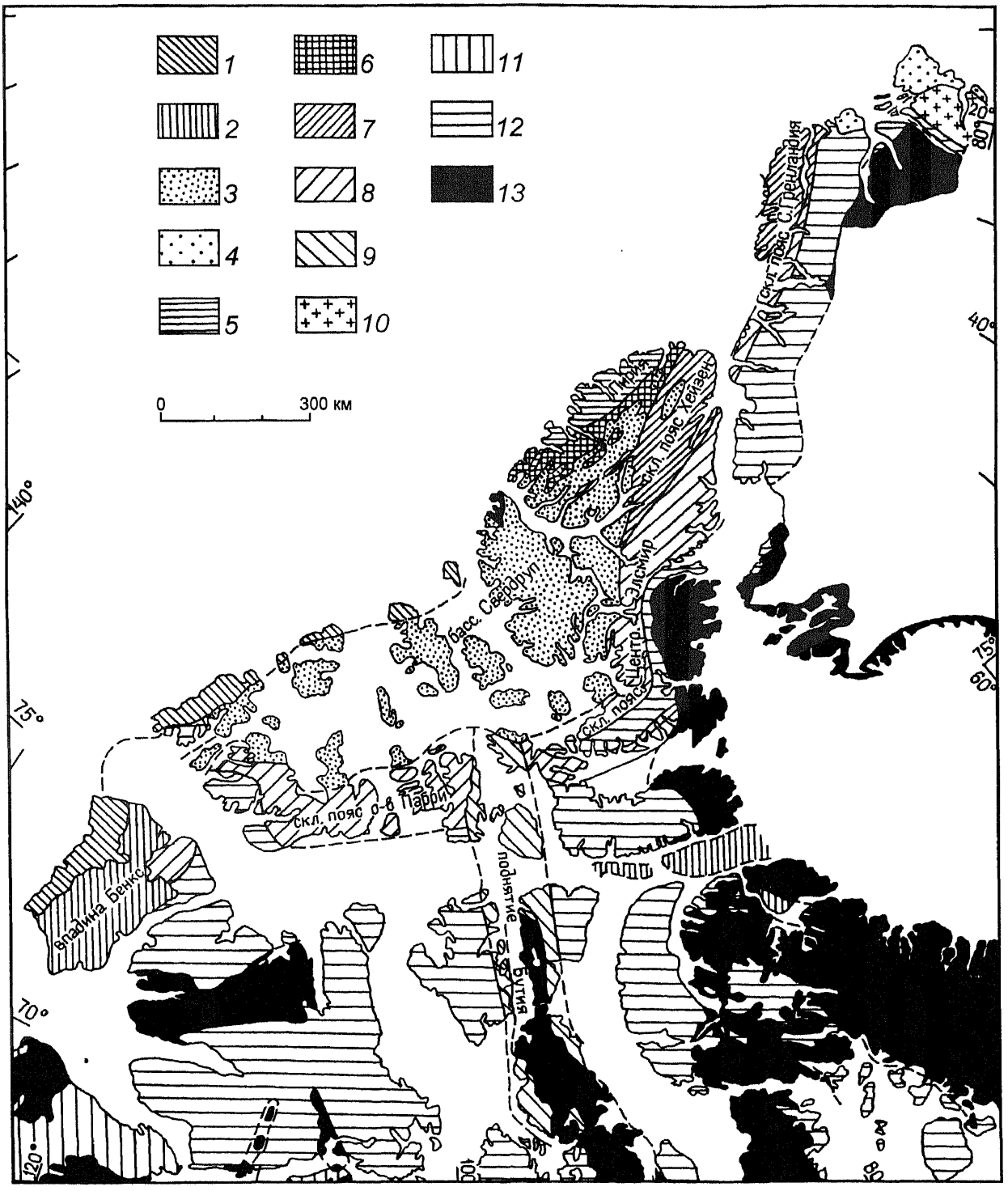


Рис. 2-18. Геологические провинции Канадского Арктического архипелага и Северной Гренландии (по Г.Р.Третину)

1 – осадочный клин Арктической континентальной террасы; *2* – Арктическая платформа (мезозой–палеоген); *3* – Свердрупский басейн (карбон–палеоген); *4* – бассейн моря Вандел (карбон–палеоген); *5–9* – Франклинский подвижный пояс: *5* – террейн Пирия (средний протерозой или древнее – до верхнего силура), *6* – глубоководный бассейн (осадки и вулканиты главным образом от нижнего кембрия до верхнего силура, включая девон передового прогиба), *7* – глубоководный бассейн (осадки от нижнего кембрия до нижнего девона), *8* – шельфовая провинция (нижний кембрий – верхний силур, включает средний–верхний девон передового прогиба), *9* – чехол поднятия Бутия (главным образом кембрий–девон); *10* – каледонский подвижный пояс (докембрий–силур); *11–12* – внутренняя платформа: *11* – кембрий–силур, *12* – кембрий–девон, частично затронутый третичной складчатостью; *13* – Канадский щит (архей–протерозой)

которыми связаны проявления галокинеза в структуре бассейна, выраженного в основном не соляными, а гипсо-ангидритовыми диапирами (соль может залегать на глубине). В бортовых частях впадины вместо них развиты нормальные антиклинали, осложненные взбросо-надвигами. В разрезе мезозоя чередуются морские и континентальные песчано-глинистые отложения, в нижнем палеогене уже только континентальные. В низах верхнего мела имеются покровы базальтов, наиболее молодые дислокации Свердрупского бассейна произошли уже после эоцена.

Северо-Гренландский сегмент значительно уже Канадского (в пределах суши) и в нем не представлена наиболее внутренняя зона последнего. По своему развитию этот сегмент является промежуточным между Восточно-Гренландскими каледонидами, с которыми он, вероятно, образует торцовое сочленение в море, и ранними герцинидами Канадского сегмента. С первыми его сближает развитие в основании разреза аналогов верхнепротерозойской формации Элеонор-Бэй, но меньшей, 3 км мощности, и карбонатного кембро-ордовика. Но уже в позднем ордовике здесь проявились деформации и поднятия, после чего начал накапливаться терригенно-карбонатный флиш. В конце силура – раннем девоне произошли уже заключительные деформации, т.е. тогда же, когда и в Восточной Гренландии. Интенсивность дислокаций и метаморфизма возрастает с запада на восток и с юга к северу.

Аляскинский сегмент, напротив, обнаруживает запаздывание в своем развитии по сравнению с Канадским. В отличие от последнего, морские условия здесь удерживались в позднем девоне – раннем карбоне, и на севере хр. Брукса формировались рифовые известняки. Характер неопротерозойских осадков и вулканитов, распространенных на северном склоне Канадско-Гренландского щита дает основание предполагать, что это образования пассивной окраины какого-то океанского бассейна. Существование такого бассейна, Протоарктического, или океана Посейдон было предположено уже для конца среднего рифея, 1,2–1,0 млрд лет т. н., но представляется более вероятным, по аналогии с Аппалачами и Кордильерами (см. ниже), что в конце среднего – начале позднего рифея дело ограничилось континентальным рифтингом, и лишь во второй половине позднего рифея могло дойти и до спрединга. Однако достоверные признаки появления в американской Арктике бассейна с океанской корой – офиолиты – относятся уже к раннему кембрию, а для венда – начала кембрия предполагается проявление рифтинга (повторного, если справедлива гипотеза о Посейдоне). С этого времени на северной окраине Лаврентии появляется глубоководный бассейн Хейзен на коре океанского или субокеанского типа. Первоначально этот бассейн мог простираться до края Гиперборейского континента, но уже в среднем кембрии в нем появляется энсиматическая вулканическая дуга, просуществовавшая до раннего силура.

В среднем ордовике она могла столкнуться с краем Гипербореи, что привело к интенсивным деформациям и сопровождалось гранитоидным плутонизмом. По другому сценарию, это столкновение произошло лишь в девоне; его продуктом явилось образование сложного террейна Пирия. Но в Гренландии уже с позднего ордовика, а в Канаде с раннего силура начинается заполнение окраинного моря Хейзен флишем. Этот процесс постепенно распространялся на запад, достигнув Аляски в среднем девоне. В позднем девоне – раннем карбоне вся система оказалась охваченной орогенезом – это так называемый элсмирский орогенез; он сопровождался внедрением гранитоидов и региональным метаморфизмом. Между тем уже в среднем девоне на севере о-вов Аксель-Хейберг и Элсмир и в северо-восточной Гренландии начался рифтинг с излиянием базальтов. Этот процесс предшествовал заложению в конце раннего карбона Свердрупского бассейна, затем устойчиво погружавшегося до раннего палеогена включительно и накопившего огромную толщу осадков.

К началу позднего мела произошло раскрытие Канадской котловины Арктического океана, связанное, скорее всего, с отодвиганием Аляскинского сегмента Иннуитской системы от Канадского (см. гл.14).

Последним эпизодом в истории Канадского Арктического архипелага явилось образование в позднем неогене полосы опусканий Прибрежной равнины с накоплением континентальных крупнообломочных осадков, обращенной к Канадской котловине Северного Ледовитого ок ана.

2.3. Северо-Американские кордильеры

Горный пояс Кордильер, обрамляющий Северо-Американский кратон, по всем своим масштабам: размеру – 8 тыс. км в длину, от 700–800 до 1500 км в ширину (рис.2-19), более 6 км в высоту, длительности развития – 750 млн лет – намного превосходит охарактеризованные выше более древние, палеозойские подвижные системы обрамления кратона. На севере, в Северной Аляске, и на юге, в Мексике, он фактически перекрывает продолжения, соответственно, Иннуитской и Уошито-Маратонской складчатой систем. Естественно, что на своем огромном протяжении Кордильеры не однородны по своему строению и развитию и в них можно различить четыре сегмента, границы которых любопытно близко совпадают с государственными границами стран континента. Это Аляскинский,

Канадский, собственно Американский (США) и Мексиканский сегменты. Объединяют же эти сегменты – время заложения и основных эпох деформаций, а также общая в главных чертах поперечная зональность. Заложение системы в целом относится к середине позднего рифея (800–750 млн лет), основные эпохи деформаций – конец девона – начало карбона (антлерский орогенез), конец перми – начало триаса (сономский орогенез), конец юры – начало мела (невадский орогенез), середина мела (севьерский орогенез), конец мела – начало палеогена (ларамийский орогенез). На Тихоокеанском побережье активный тектогенез продолжался в кайнозое, продолжается и в современную эпоху. Что касается поперечной зональности, то главной ее чертой является разделение на Внешнюю мегазону – зону Скалистых гор, наложенную на раннедокембрийский фундамент, общий с фундаментом Северо-Американского кратона, отвечающую его пассивной окраине, развивавшуюся в течение всего палеозоя и мезозоя, испытавшую заключительные деформации сжатия в ларамийскую эпоху, не позднее конца эоцена, и внутреннюю – Притихоокеанскую мегазону, имеющую исключительно сложное и гетерогенное строение, возникшую в основном на океанском основании, о чем свидетельствуют многочисленные выходы офиолитов, и представляющую коллаж блоков-террейнов разного размера, строения и происхождения (рис.2-19Б) и окончательно примкнувших к Северо-Американскому континенту в позднем мезозое и частично кайнозое (см. ниже). Общими для Кордильер в целом можно считать еще прерывистую цепь молодых вулканов, протянувшуюся вдоль Тихоокеанского побережья от Аляски до Мексики, аналогичную цепь батолитов гранитоидов, так же в пределах Внутренней мегазоны и, наконец, прерывистую полосу передовых прогибов, заложенную в мелу на периферии платформы и прослеживаемую опять-таки от Аляски до Мексики.

Мы начнем краткое описание Кордильер с Канадского сегмента, наиболее узкого, относительно просто построенного и к тому же хорошо изученного, включая глубинное строение.

Канадский сегмент на востоке отделяется от Канадского щита *впадиной Альберта* – широким (около тысячи километров) передовым прогибом глубиной до 4 км, из которых около 2,5 км приходится на молассу верхнего мела – палеоцена, подстилаемую платформенным чехлом. Внутреннее крыло прогиба, которому отвечают предгорья Скалистых гор, вовлечено в их чешуйчато-надвиговую структуру восточной вергентности (рис.2-20). Покровно-надвигово-складчатой структурой обладает и *зона Скалистых гор*, причем надвиги здесь настолько четко выражены (в останце горы Краунест кембрий горизонтально залегает на мелу!), что они были установлены еще в конце XIX века. В строении зоны можно различить две подзоны – Передовых и Главных хребтов. В первой из них на поверхности широко развиты верхнедевонские и более молодые, до верхнего мела включительно, отложения, а во второй резко возрастает мощность доверхнедевонского палеозоя и появляется сначала верхний, а затем и средний протерозой. Последний образует на юго-западе, уже за пределами зоны, самостоятельный антиклинорий гор Пёрселл, откуда происходит и местное название этого стратиграфического подразделения. Южнее, в штате Монтана (США), оно называется Белтом. По современным представлениям, эти мощные среднепротерозойские мелководно-морские, в основном обломочные, отчасти карбонатные образования накопились в крупном внутриконтинентальном бассейне, формированию которого, вероятно, предшествовал рифтинг древнего, раннедокембрийского фундамента; его признаки наблюдаются еще южнее, в Кордильерах США. Залегающая выше с некоторым несогласием верхнепротерозойская толща Уиндермир, состоящая в основном из обломочных пород и содержащая покровы базальтов и горизонт тиллитов, прослеживающийся, кстати сказать, вдоль всех Кордильер от Аляски до Калифорнии отвечает уже рифтовой стадии развития пассивной тихоокеанской окраины Лаврентии. Далее согласно следует мощная, почти 10-километровая серия шельфовых терригенно-карбонатных отложений, в Главных хребтах заканчивающаяся средним девоном; в Передовых хребтах ее мощность существенно уменьшается, но появляются более молодые, в основном терригенные образования палеозоя и низов мезозоя, обломочный материал которых поступал уже не только с платформы, но и с внутренних поднятий, созданных антлерским орогенезом.

Весь деформированный в ларамийскую эпоху комплекс позднедокембрийских и фанерозойских отложений Скалистых гор и их предгорий отделен поверхностью срыва от кристаллического фундамента, полого погружающегося от Канадского щита вплоть до западного ограничения зоны Скалистых гор, что доказано сейсмикой отраженных волн. Сокращение пространства, первоначально занимаемого данным комплексом в процессе его сжатия, составило более 200 км.

В тылу зоны Скалистых гор простирается весьма примечательная структура, хорошо выраженная в рельефе – Ров Скалистых гор (Rocky Mountains Trench) – односторонний молодой грабен, ограниченный с востока листрическим сбросом с амплитудой 8–10 км, сливающимся на глубине с основной поверхностью срыва вдоль кровли древнего фундамента, продолжающей погружаться к западу под антиклинорий Пёрселл. Однако с этой структурой совпадает довольно резкое изменение мощности земной коры – она уменьшается до 36–32 км на западе против 45 км на востоке. Предпо-

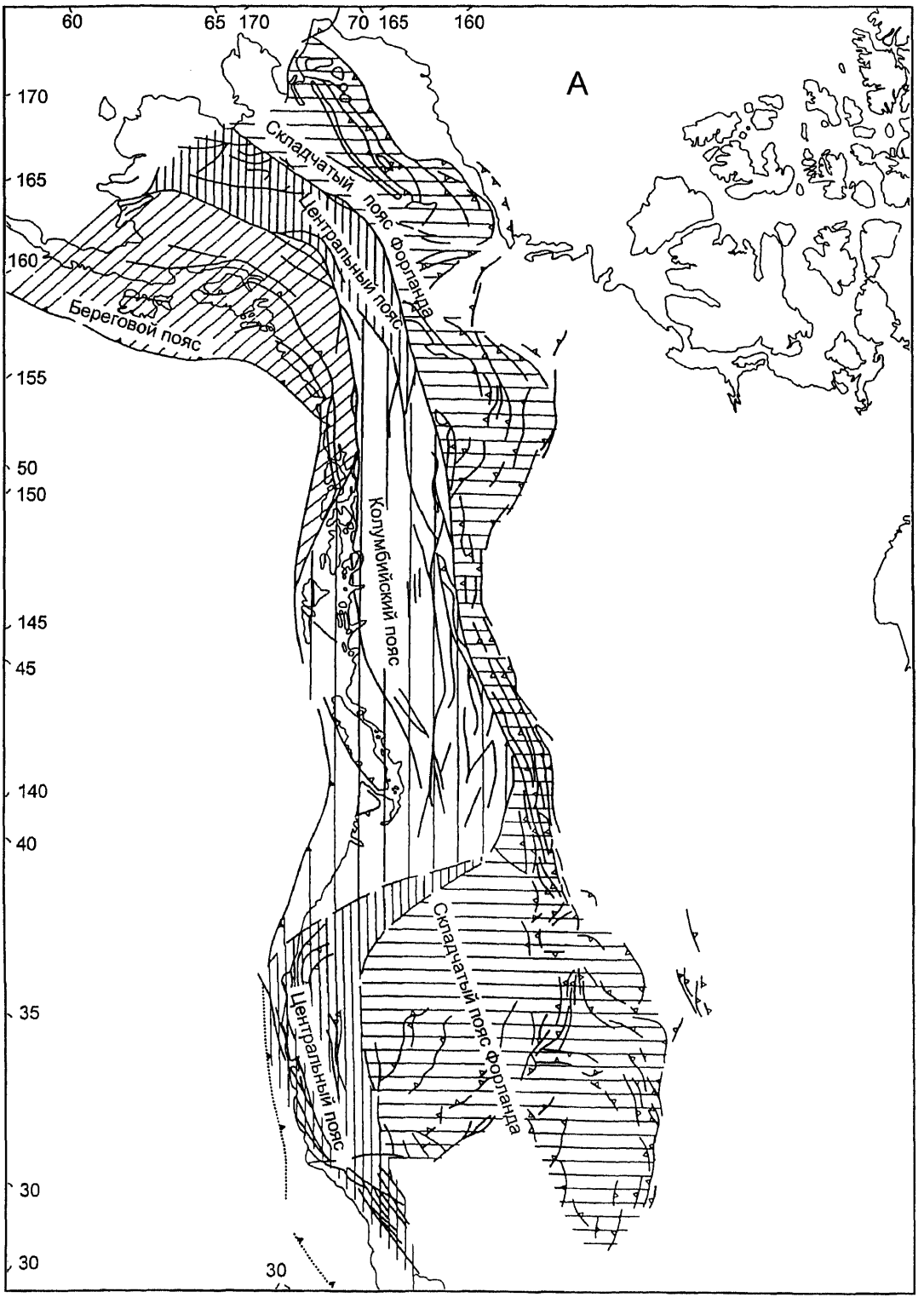


Рис. 2-19. Тектоническая зональность и распределение террейнов в Северо-Американских Кордильерах

А – тектоническая зональность (по Дж.С.Олдоу); Б – современное распределение террейнов (по К.Вилсону и др.). Главные террейны, упоминаемые в тексте: ALX – Александер, CAC – Кач-Крик, CHO – блок Чортис, CHU – Чугач, FGM – Францисканский меланж, FGO – офиолиты Большой Долины Калифорнии, NXF – Никсон-Форк, PEN – Пенинсулар, PWM – Принс Вильям, RUB – Раби-Ангаюгам, SAL – блок Салиния, STK – Стикиния, WRN – Врангелия, YAK – Якутат, YKT – Юкон–Танана

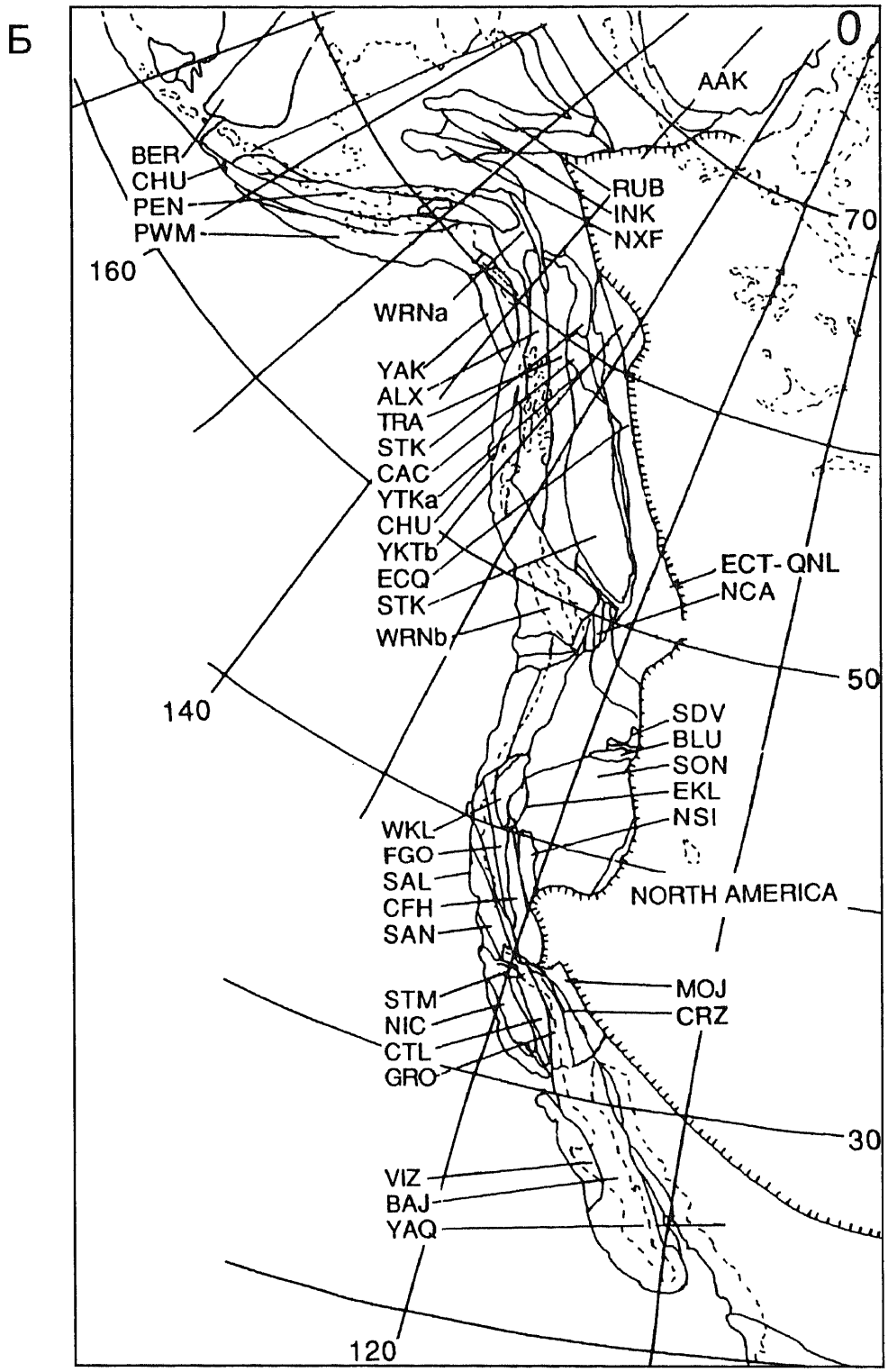


Рис. 2-19 (окончание)

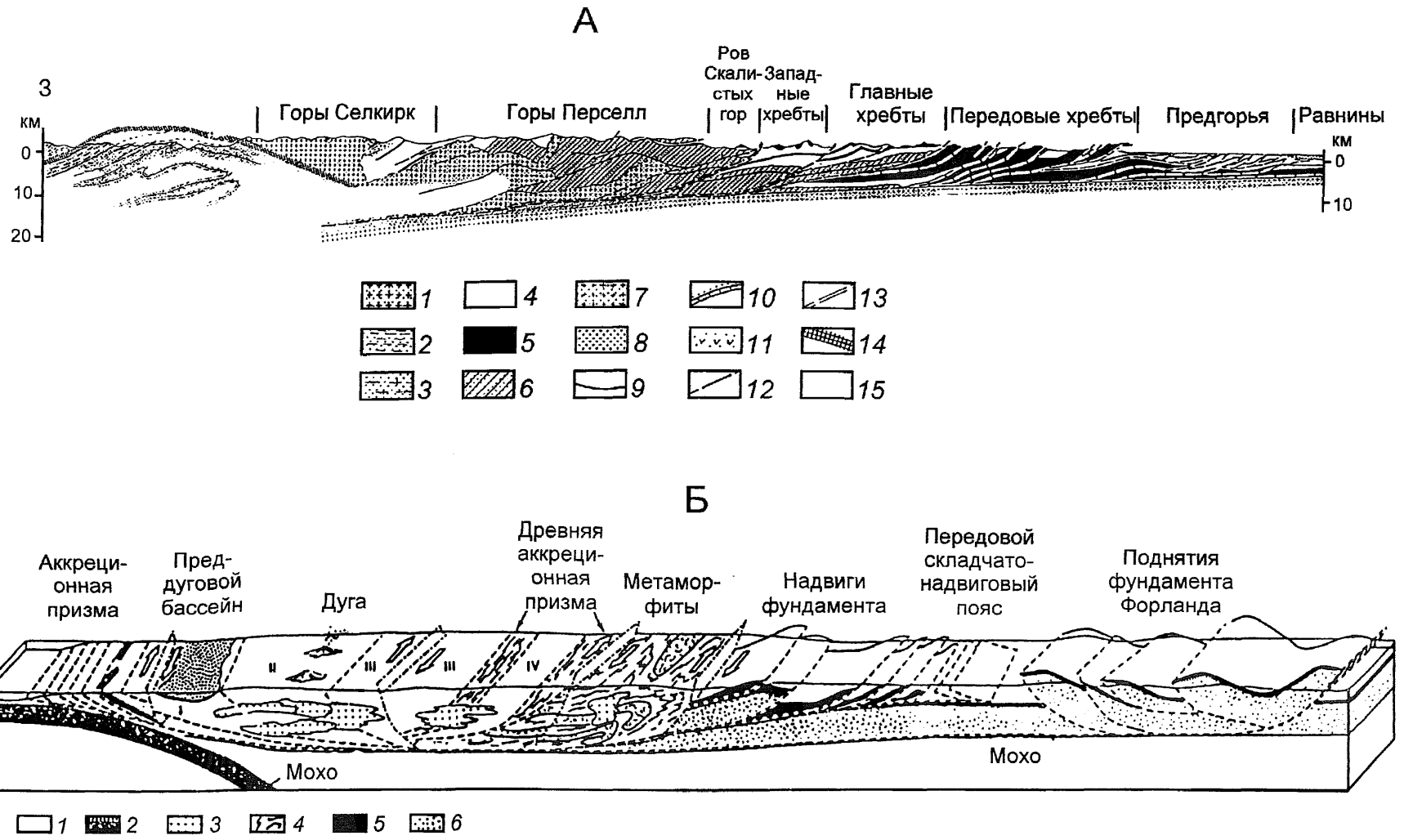


Рис. 2-20. Профили через Северо-Американские Кордильеры (по Дж.С.Олдоу)

А. Геологический профиль через Северо-Американские Кордильеры в районе Альберты и юго-востока Британской Колумбии. *1* – сиениты, граниты, кварцевые монцониты и монцониты; *2* – парагнейсы; *3* – ортогнейсы; *4* – нижний палеозой – аргиллиты и кластолиты; *5* – палеозойские карбонаты; *6* – протерозойские осадки; *7* – гудзонский фундамент; *8* – третичные кластолиты; *9* – маркер Cardium; *10* – триас, группа Слокан; *11* – триас, группа Касло; *12* – мезозойские кластолиты; *13* – надвиги; *14* – листрические сбросы; *15* – милониты.

Б. Концептуальный профиль через транспрессионный орогенный "плот" кордильерского типа. *1* - аккреционный клин; *2* – океанская кора/литосфера; *3* – гранитные плутоны; *4* – метаморфиты; *5* – миогеосинклинальные и кратонные осадки; *6* – континентальная кора

лагается (Ф.Кук), что это изменение отражает переход от шельфа пассивной окраины континента к его склону еще в палеозое. Северным продолжением Рва Скалистых гор служит крупный правый сдвиг Тинтина, протягивающийся из Канады в Аляску (см. ниже).

Западнее этой зоны разломов мы вступаем в метаморфическое ядро Кордильер – *зону Оминека*. Последняя имеет весьма сложное строение и состоит из трех основных, тектонически совмещенных при перемещении с запада на восток комплексов. Нижний из них, комплекс Монаши, состоит из метаморфизованных в гранулитовой или амфиболитовой фации и ремобилизованных пород раннедокембрийского фундамента с сохранившимися датировками 1,8–2,1 млрд лет, и его чехла. Средний комплекс состоит из слабее метаморфизованных, в основном осадочных образований, скорее всего, позднедокембрийского и палеозойского возраста, первоначально отлагавшихся западнее области накопления осадков зоны Скалистых гор и антиклинория Пёрселл. В этом комплексе совмещены как минимум два тектонических покрова. Верхний комплекс, так же аллохтонный, сложен девонско-триасовыми породами, первично возникшими еще западнее и в более глубоководных условиях, он метаморфизован в зеленосланцевой фации или еще слабее.

Перечисленные комплексы рассматриваются как самостоятельные террейны, поскольку комплекс Монаши, хотя и отвечает по возрасту фундаменту кратона, но все же обнаруживает определенные отличия от него. Средний комплекс относится к террейну Кутеней, он сходен по составу с образованиями антиклинория Пёрселл, но несомненно испытал значительное горизонтальное перемещение. Это тем более относится к верхнему комплексу – террейну Слайд Маунтин. Но все эти террейны, кроме последнего, по составу и возрасту слагающих их образований родственны Северо-Американскому континенту и должны были возникнуть на его западной периферии.

В более северной части Канадских Кордильер к той же категории относятся террейны Юкон-Танана и Кассиар. Первый из них простирается до Аляски и, по крайней мере частично, является аналогом террейна Кутеней. Оба они занимают то же структурное положение и тектонически перекрываются террейном Слайд-Маунтин. Террейн Юкон-Танана сложен высокометаморфизованными и многократно деформированными осадочными породами внешней окраины континента и плутонами гранитоидов.

Следующая к западу зона именуется в Канаде *Межгорной зоной*. Ее слагают террейны, образовавшиеся уже в океанских условиях и относящиеся к категории «подозрительных» (suspect) или «экзотических». Наиболее восточным из этих террейнов является уже упомянутый террейн Слайд-Маунтин, надвинутый на террейн Кутеней на рубеже триаса и юры и содержащий офиолиты. На террейн Слайд-Маунтин, в свою очередь, надвинут террейн Квинелия (Quesnellia), представляющий фрагмент раннемезозойской вулканической дуги. Западнее расположен аналогичный по происхождению и позднепалеозойский–раннемезозойский по возрасту террейн Стикиния, а между ними протягивается террейн Кач-Крик – офиолитовый меланж, в котором присутствуют породы, содержащие фауну тетического типа. А для Стикинии имеются палеомагнитные определения, указывающие на ее первоначальное расположение на 13° южнее современного. Все эти террейны, составляющие Межгорную зону, слились, судя по прорывающим плутонам, в единый супертеррейн к средней юре и примерно в то же время примкнули к краю континента, уже нарастившемуся в ранней юре «родственными» ему террейнами зоны Оминека. На центральную часть Межгорной зоны несогласно наложена выполненная угленосной молассой верхов юры – низов мела впадина Боусер.

Межгорная зона сменяется к западу *Береговой зоной*. Последняя характеризуется прежде всего тем, что она вмещает самый крупный в Северо-Американских Кордильерах многофазный батолит гранитоидов, достигающий 1500 км в длину и 160 км в ширину. Батолит этот формировался начиная со 150 млн лет т.н. и вплоть до 90 млн лет т.н. над зоной субдукции тихоокеанской плиты Фараллон.

Крайняя западная зона Канадских Кордильер – *Островная зона*, включает расположенные против тихоокеанского побережья Канады и юго-восточной Аляски архипелаг Александра, о-ва Королевы Шарлотты и крупный о-в Ванкувер. Эта зона, вместе с предыдущей, слагается группой террейнов, главными из которых являются террейны Александер и Врангелия (Wrangellia). Первый простирается через юго-восточную Аляску и вдоль западного побережья Канады. Он имеет сложное строение и его разрез охватывает образования от верхнепротерозойских до среднеюрских(?). Условно выделяемый протерозой и кембрий представлены основными вулканитами и карбонатами, метаморфизованными между кембрием и ранним ордовиком. Отложения от среднего ордовика до перми включительно состоят из обломочных, карбонатных и кремнистых пород и основных вулканитов и во многих районах практически не деформированы. В других же частях террейна присутствует вулкано-плутонический комплекс среднего ордовика – раннего силура, метаморфизованный в среднем силуре – раннем девоне и перекрытый в раннем–среднем девоне обломочными породами и вулканитами. Отложения от девона до перми, в свою очередь, несогласно перекрыты вероятным рифтовым комплексом бимодальных вулканитов, обломочных и карбонатных пород. Все это про-

рывается среднеюрскими(?) гранитами и перекрывается вместе со смежными террейнами верхнеюрскими, нижне- и среднемеловыми осадками. Причленение террейна Александер к более восточным террейнам Межгорной зоны документируется прорыванием их контакта меловыми гранитами Береговой зоны.

Террейн Врангелия протягивается от о-ва Ванкувер до Южной Аляски. Он сложен верхнепалеозойскими вулканитами и карбонатами, перекрытыми раннемезозойскими вулканитами и глубоководными осадками. Аналог Врангелии на юге Аляски – террейн Пенинсулар, прорван среднеюрскими плутонами.

С запада Канадский сегмент Кордильер ограничен на юге современной зоной субдукции тихоокеанской плиты Хуан-де-Фука, а севернее – трансформным разломом, соединяющим эту зону с Алеутской.

Аляскинский сегмент. Этот сегмент, пожалуй, наиболее сложно построенный по сравнению с другими сегментами Кордильер (рис.2-21) и к тому же еще недостаточно изученный. В пределах Аляски Кордильерский пояс существенно изменяет свое простирание, изменяются и его структурные соотношения с Северо-Американской платформой. Граница платформы и подвижного пояса, описав выпуклую к востоку дугу в районе гор Мекензи и Франклина на севере Канадского сегмента, выходит к морю Бофорта в районе дельты р. Мекензи. На этом участке на границе с платформой в меридиональном направлении протягивается горст гор Ричардсона, сопровождаемый со стороны платформы и с тыла прогибами. Горст гор Ричардсона впервые образовался еще в среднем карбоне, в северной части он наложен на продолжение Иннуитской складчатой системы. С запада к горсту гор Ричардсона подходит главная структура Северной Аляски – покровно-складчатое сооружение хребта Брукса, вытянутое в общем субширотном направлении, но образующее дугу, полого выпуклую к югу. Своей большей северной частью хр. Брукса также наложен на продолжение Иннуитской системы. Образования последней составляют и складчатое основание расположенной севернее Арктической равнины, на крайнем севере которой, в своде Барроу, оно залегает на глубине всего нескольких сотен метров под маломощными мезозойско-кайнозойскими отложениями. Южнее в пределах равнины и предгорий хр. Брукса простирается широкий передовой *прогиб Колвилл*, выполненный мощными меловыми (альб и выше) и кайнозойскими молассами, складчатая структура которых постепенно усиливается и усложняется по мере приближения к надвинутому на него сооружению самого хребта. Внешняя зона последнего включает протерозойско-среднедевонские отложения древней пассивной окраины, затронутые элсмирскими деформациями южной вергентности и прорванные позднедевонскими гранитоидами; вместе с последними они перекрыты верхнепалеозойскими–кайнозойскими отложениями и дислоцированы совместно с ними в складки и надвиги уже северной вергентности. Весь этот комплекс обнажается на поверхности в северо-восточной части хребта и уходит под передовой прогиб в центре и на западе. Здесь на выполнение прогиба надвинуты более древние отложения, а из-под них в тектоническом окне в центральной части хребта выступают образования, уже не затронутые элсмирскими деформациями. Структурно выше залегает серия тектонических покровов, слагаемых обломочными, карбонатными и вулканическими породами верхнепротерозойского–мезозойского возраста с возрастающей вверх по их разрезу степенью метаморфизма, достигающего гранулитовой фации. Эти высокометаморфизованные образования сопоставляются с аналогичными образованиями террейнов Центральной Аляски (см. ниже). На них с юга надвинут покров верхнепалеозойских–нижнемезозойских офиолитов, а в тылу последнего, уже на южном склоне хребта, находится еще один покров, сложенный меловыми островодужными вулканитами. Сейсмические исследования показали, что весь этот пакет покровов простирается вглубь не более чем на 10 км и что в пределах северного склона хребта его подстилают изогнутые в антиформы пологие чешуи пород фундамента передового прогиба. И, наконец, вся эта глубинная структура оказывается сорванной с еще более глубокого основания, погружающегося к югу под осевую часть сооружения (рис.2-22). Мощность коры, по данным этих исследований, достигает 50 км, причем этот максимум оказался смещенным на северный склон последнего.

Сложнейшая структура хр. Брукса со степенью сжатия порядка 170 км формировалась весьма длительно. Если не считать проявлений элсмирского орогенеза на севере, это формирование началось в поздней юре – раннем мелу субдукцией к югу и столкновением в апте с вулканической дугой Юкон-Коюкук (см. ниже). Затем последовало образование передового прогиба, а далее деформации сжатия, возможно, с некоторым перерывом в середине мела, продолжались до современной эпохи включительно (о последнем свидетельствует сейсмичность).

Южным ограничением сооружения хр. Брукса может считаться разлом Кобук-Саус-Форк. На западе, вдоль побережья и шельфа, структура хр. Брукса ограничена меридиональным разломом, прослеживающимся из района мыса Лисберн к основанию п-ова Сьюард, находящегося к юго-западу от хр. Брукса. Этот разлом представляет собой надвиг восточной вергентности.

П-ов Сьюард относится уже к *мегазоне Центральной Аляски*. Он сложен комплексом метаморфизован-

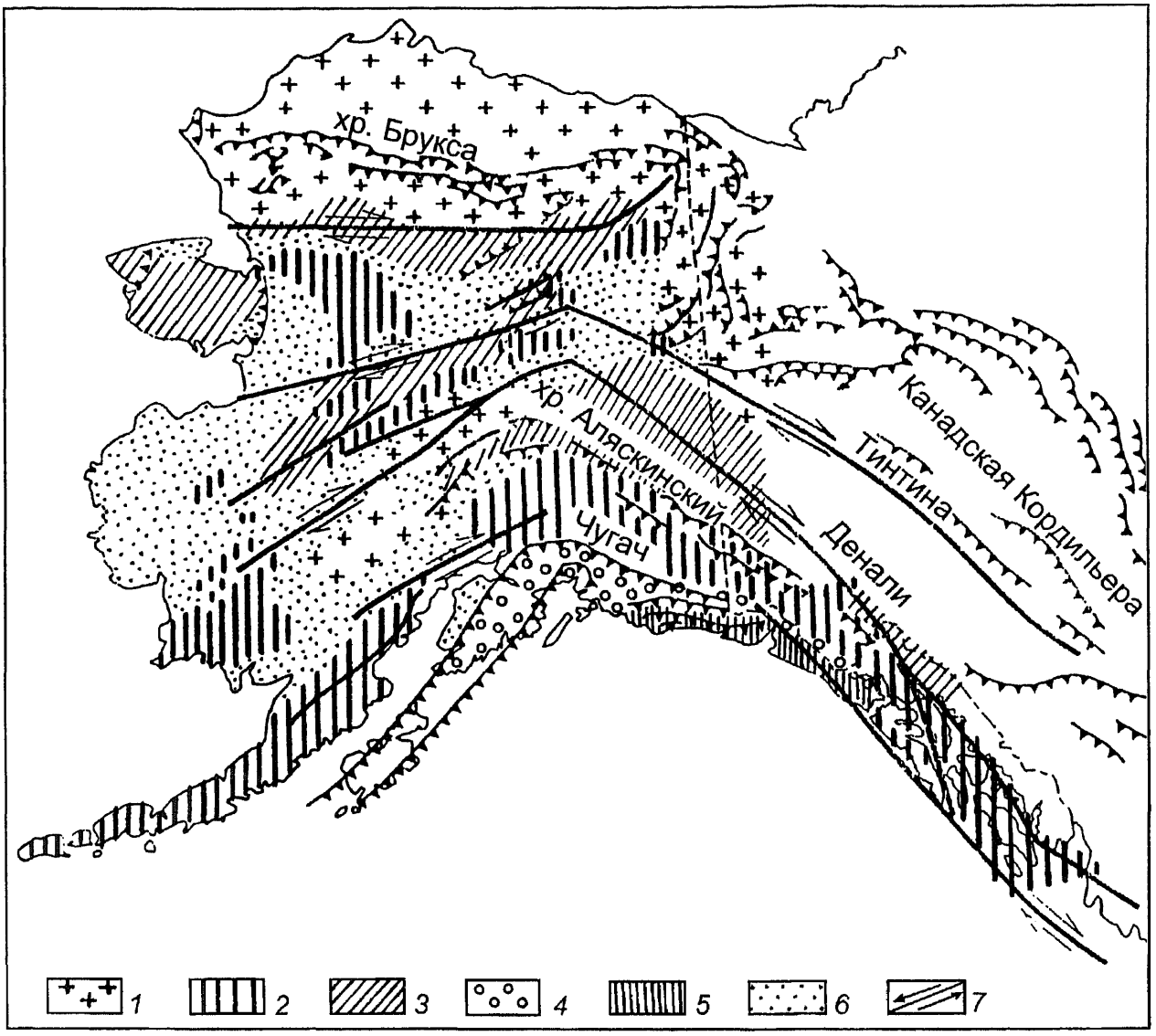


Рис. 2-21. Тектоническая схема Аляски (по Дж.Плафкеру и Г.К.Бергу, из работы Р.В.Салтуса и др.)

1 – Северо-Американская многеоклиналь, на месте или перемещенная; *2* – океанская кора, океанские дуги, островные дуги, океанские плато; *3* – метаморфические породы континентальной окраины; *4* – аккреционные призмы островных дуг; *5* – смещенный фрагмент террейна Чугач и океанской коры; *6* – мезозойские и кайнозойские бассейны; *7* – разломы (главным образом сдвиги)

ных обломочных, карбонатных и основных вулканических пород, нижняя часть которых прорвана гранито-гнейсами позднерифейского (681–676 млн лет) возраста, а верхная содержит ордовикские конодонты. Сходные метаморфические комплексы и гранитоиды известны и в других террейнах Центральной Аляски – Никсон-Форк, Раби, Юкон-Танана, из которых последний простирается сюда из Канадского сегмента. В двух террейнах на юге Центральной Аляски недавно обнаружено присутствие гранито-гнейсов раннепротерозойского возраста (1,7–1,8, возраст протолитов 2,0–2,1 млрд лет). Террейн Раби ограничен с северо-востока продолжением сдвига Тинтина, который почти в центре Аляски сопрягается с другим крупным правым сдвигом – Калтаг, имеющим не северо-западное, а запад-юго-западное простирание, но дающего ответвление к северо-востоку. Сдвиг Калтаг пересекает террейн Раби. Последний тектонически перекрыт офиолитами, подобными офиолитам верхнего покрова хр. Брукса. С офиолитами тесно связаны островодуж-

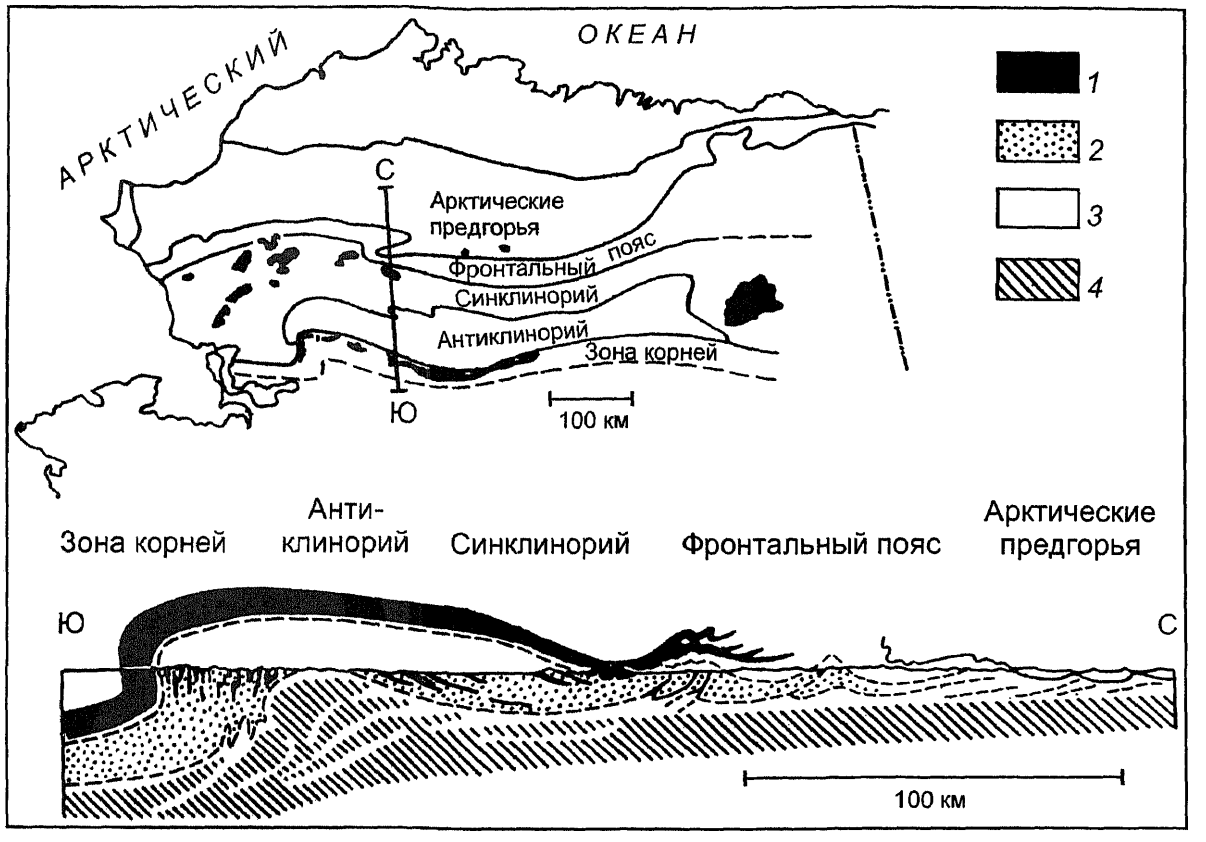


Рис. 2-22. Схематический интерпретативный профиль хребта Брукса (по Редеру и Маллу)

1 – офиолиты; *2* – шельфовые отложения; *3* – отложения передового прогиба; *4* – фундамент. Пунктиром на профиле показаны две главные поверхности срыва – между офиолитами и шельфовыми отложениями и между отложениями шельфа и передового прогиба или фундамента

ные вулканиты и обломочные осадки, очевидно, их надстраивающие. Предполагается, что офиолиты хр. Брукса вместе с офиолитами Центральной Аляски представляют останцы ранее обширного офиолитового покрова. Становление этого покрова относят к средней–поздней юре, так как он несогласно перекрыт меловыми осадками и прорван меловыми же плутонами гранитоидов.

Происхождение континентальных террейнов Центральной Аляски с докембрийским фундаментом и нижнепалеозойским чехлом представляет не решенную пока проблему. С одной стороны, террейн Юкон-Танана явно тяготеет к Лаврентии, и палеомагнитные данные по террейну Никсон-Форк также указывают на его североамериканскую принадлежность, а с другой стороны, в двух террейнах нижнепалеозойская фауна имеет сибирский характер, а радиометрический возраст позднерифейских гранитоидов указывает на общность не с Северной Америкой, а с Северной Азией. Возможно, все это можно объяснить тем, что в неопротерозое Северная Америка, Сибирь и Гиперборея тесно соседствовали в составе суперконтинента Родиния и даже в конце этого эона, когда начался его распад, еще находились недалеко друг от друга.

Граница между Центральной и Южной Аляской может быть условно проведена вдоль крупного сдвига Денали, который на востоке имеет, как и сдвиги Канадского сегмента, юго-восточное простирание, а на западе меняет его на юго-западное, описывая выпуклую к северу дугу, которой следуют и все остальные структуры Южной Аляски, а также юго-запада Центральной Аляски. Вместе с тем Южная Аляска, в отличие от Центральной, характеризуется почти полным отсутствием здесь блоков-террейнов древней континентальной коры. Исключение составляет смещенный по сдвигу Денали фрагмент террейна Никсон-Форк, минимальная амплитуда которого оценивается в 300 км. Почти вся остальная площадь Южной Аляски подстилается океанской корой в основном позднепалеозойского–раннемезозойского возраста, а на юго-востоке

сюда продолжаются из Канадского сегмента террейны Врангелия и Александер. К ним примыкает с запада сходный террейн Пенинсулар. Эти три террейна, сложенные породами от верхнепротерозойских до нижнемеловых, нередко объединяют в один супертеррейн SAS. Между ним и террейнами с древней континентальной корой простираются террейны, отвечающие юрско-раннемеловым магматическим дугам, разрез которых завершается мощным флишем. Вместе с супертеррейном SAS эти дуги окончательно сомкнулись с окраиной Северной Америки в раннем мелу, однако есть признаки, что с SAS это произошло еще в юре, но в гораздо более южном положении. Южная же половина Южной Аляски слагается тремя поколениями аккреционных призм, сменяющимися и надвинутыми одна на другую с севера на юг с омоложением возраста от триасового до позднекайнозойского, характеризующихся южной вергентностью и связанных с субдукцией океанской коры тихоокеанских плит Фараллон (180–85 млн лет т.н.), Кула (85–43 млн лет т.н.) и, наконец, собственно Тихоокеанской. Это, соответственно, террейны Чугач (MZ), Принс Вилльям (P) и Якутат (N). Промежутки между поднятиями, отвечающими отдельным террейнам, заняты межгорными молассовыми прогибами, на северо-западе меловыми, на юге и юго-востоке кайнозойскими. Сами поднятия интрудированы гранитоидами, возраст которых так же омолаживается к югу от позднеюрского–раннемелового до палеогенового и даже неогенового (террейн Принс-Вилльям). Южная Аляска является и областью молодого активного вулканизма – цепь вулканов протягивается вдоль Аляскинского п-ова и после некоторого перерыва продолжается в хребте Врангеля.

Кордильеры США. Граница между Канадским сегментом и сегментом Кордильер, относящимся к США, проходит несколько южнее государственной границы и в мегазоне Скалистых гор она выражена поперечными разломами линеамента Льюиса и Кларка. Южная граница Кордильер США с Мексиканским их сегментом проходит по зоне мегасдвига северо-западного направления, известного как сдвиг Мохаве-Сонора.

В пределах США ширина горного пояса Кордильер возрастает почти вдвое по сравнению с Канадскими Кордильерами. Происходит это за счет вовлечения в орогенез Кордильер в конце мела значительной полосы бывшей пассивной окраины континента, в настоящее время образующей поднятые местами до четырех с лишним километров Южные Скалистые горы. Соответственно, полоса передовых прогибов оказалась смещенной здесь на край Великих Равнин; это, с севера на юг, прогибы Поудер-Ривер, Денвер, Рейтон и Эстансиа. Они заполнены, поверх чехла, общего с прилегающей платформой, молассами верхов верхнего мела и нижнего палеогена; мощность их невелика и составляет 2–3 км. Прогибы имеют типичную для подобных структур резко асимметричную форму; с запада на них надвинуты передовые поднятия Скалистых гор, а внутреннее строение оказывается довольно простым.

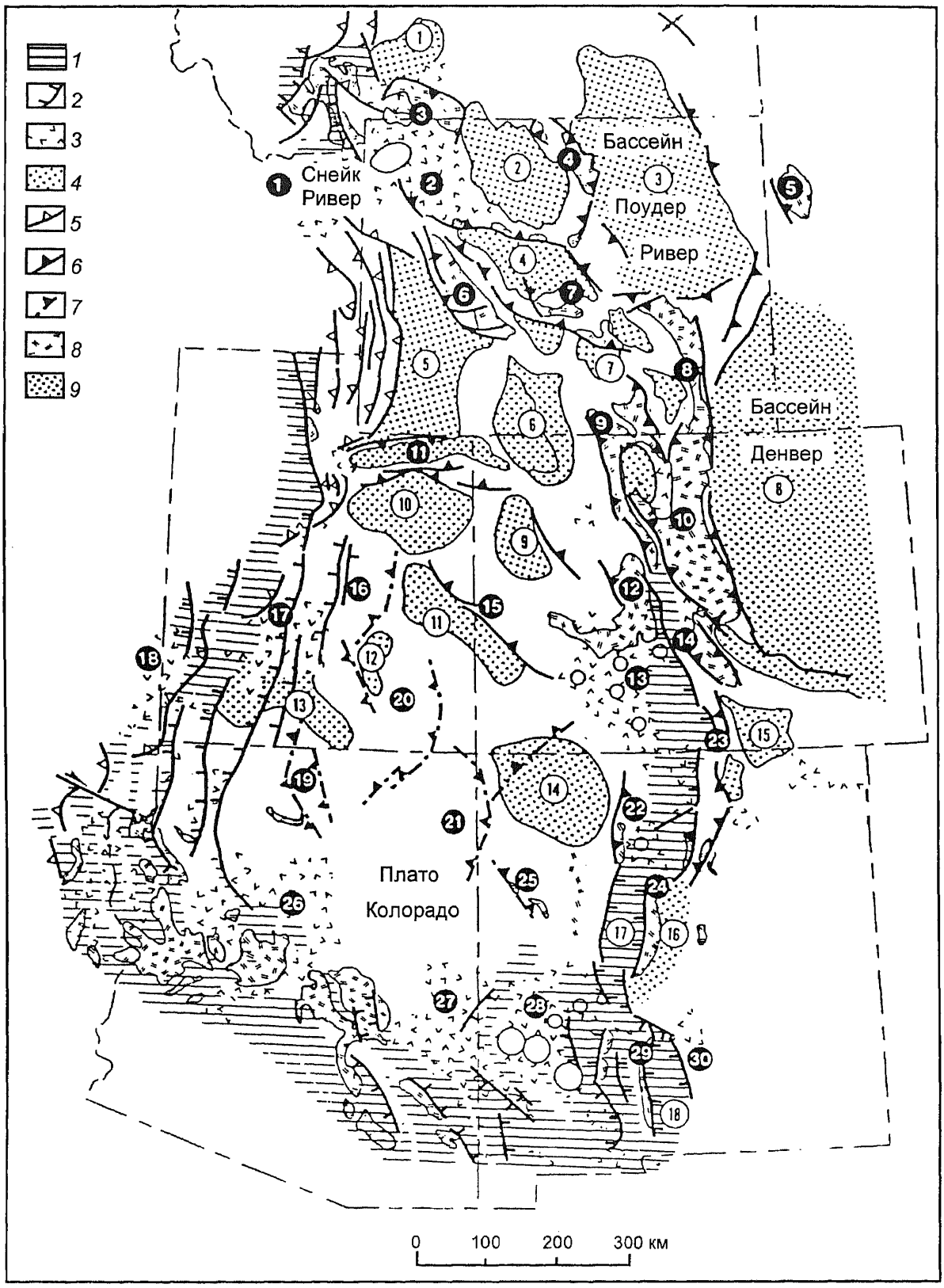
Структура самих Южных Скалистых гор (рис.2-23) достаточно необычна для «нормальных» орогенов. Она представлена крупными сводовыми поднятиями; в ядре многих из них на поверхность выходят породы раннедокембрийского фундамента, а на крыльях – палеозойско-раннемезозойского чехла. Поднятия разделены округло-овальными впадинами, в которых разрез чехла наращивается мощными обломочными отложениями верхнего мела – нижнего палеогена, внизу – мелководно-морскими, вверху – аллювиально-озерными. Амплитуда рельефа поверхности фундамента достигает 10 км. Поднятия имеют довольно разнообразную ориентировку и только цепочка передовых поднятий простирается в общекордильерском направлении. Особое место среди поднятий занимает поднятие Уинта, вытянутое поперек этого простирания, что объясняется его образованием на месте инверсировавшего среднепротерозойского рифта.

Поднятия отделены от впадин-бассейнов надвигами, выполаживающимися с глубиной. Некоторые из поднятий как бы выжаты вверх по таким надвигам, с обеих сторон падающим под эти поднятия. В целом структура Южных Скалистых гор резко отличается от структуры Северных Скалистых гор тем, что в нее активно вовлечен древний кристаллический фундамент. Высказывается весьма правдоподобное предположение, что верхняя кора здесь отделена от нижней коры и литосферной мантии поверхностью срыва. Иначе говоря, отслаивание деформированного комплекса здесь произошло по более глубокому уровню, чем севернее.

Складки и надвиги, характерные для Северных Скалистых гор между тем прослеживаются в тылу, т.е. к западу от мегазоны Южных Скалистых гор через Монтану, Вайоминг и северную часть Юты, а далее к югу в них также оказывается вовлеченным фундамент. Но эти складки и надвиги почти полностью перекрыты более молодыми, позднекайнозойскими структурами растяжения Большого Бассейна.

На юге области Южных Скалистых гор располагается почти не затронутый внутренними деформациями, но поднятый на высоту более 2 км крупный, около 400 км в поперечнике, блок *плато Колорадо*, прорезанный на западе знаменитым Большим Каньоном одноименной реки. На востоке плато Колорадо ограничено олигоцен-четвертичным рифтом Рио-Гранде меридионального простирания.

Область Южных Скалистых гор, включая плато Колорадо, была затронута в ларамийскую эпоху не только тектоническими деформациями, но и проявлениями эффузивного и субвулканического магматизма.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
Снейк Ривер
Бассейн Поудер Ривер
Бассейн Денвер
Плато Колорадо
0 100 200 300 км

Эти проявления сосредоточены в двух зонах, косопоперечных по тношению к общему простиранию Кордильер. Одна из них пересекает Южные Скалистые горы в Монтане; на востоке она выходит за пределы Кордильер и здесь к ней принадлежат гипабиссальные тела щелочных магматитов поднятия фундамента, выраженного горами Блэк Хиллс к востоку от прогиба Паудер-Ривер. На западе на продолжении этой зоны находится более молодая вулканическая зона Снейк-Ривер, а в ее пределах – Йеллоустонский национальный парк с его знаменитыми гейзерами. Вторая зона ларамийского магматизма приурочена в основном к штату Колорадо и северо-восточному углу штата Нью-Мексико. И эта зона на востоке выходит на платформу, где к юго-востоку от прогиба Рейтон находится интрузивная группа Спэниш-Пайкс. Кроме этих двух зон, на плато Колорадо расположены четыре группы магматических диапиров, из которых лакколиты гор Генри послужили типоморфными для выделения Г.Гилбертом этого типа интрузивных тел. А по периферии плато развиты молодые (плиоценовые) лавовые поля. Молодым магматизмом характеризуется и рифт Рио-Гранде; здесь недавно сейсмикой выявлены и незастывшие магматические очаги.

Как уже указывалось выше, мегазона Южных Скалистых гор на юге Юты и в Аризоне граничит почти непосредственно с весьма своеобразной *областью Большого Бассейна*, сформированной в процессе позднекайнозойского растяжения и наложенной своим восточным краем и центральной частью на южное продолжение мегазоны собственно Скалистых гор, т.е. на древнюю пассивную окраину Северо-Американского континента, а западным краем уже на продолжение Внутренней, Притихоокеанской мегазоны Кордильер. К последней принадлежит хребет Сьерра-Невада, образующий западное ограничение Большого Бассейна, в то время как его восточное ограничение составляет плато Колорадо. Внутренняя структура Большого Бассейна представляет в настоящее время чередование односторонних горстов и грабенов, из которых первые выражены горными грядами, а вторые – промежуточными впадинами, заполненными молодыми континентальными обломочными отложениями и покровами базальтов. Этот своеобразный рельеф и выраженная им структура (рис.2-24) заслужили данной области еще название *области Бассейнов и Хребтов* (Basin and Range province). На юге деформации этого стиля распространяются за пределы Большого Бассейна, достигая пустыни Сонора в Мексике. Хребты-горсты представляют собой вырезанные ломти более древней, докайнозойской складчато-надвигово-покровной структуры и на геологической карте они выглядят разноцветными лоскутами, разделенными монотонно светлоокрашенными полосами молодых осадков. В западной части области, в Неваде, в этих полосах реставрируются надвиги и покровы относительно глубоководных среднепалеозойских отложений континентального склона и подножья на свои шельфовые аналоги-надвиги, созданные антлерским орогенезом на рубеже девона и карбона. А в их тылу, т.е. западнее, надвиги той же восточной вергентности имеют уже несколько более молодой, сономский, т.е. пермо-триасовый возраст.

Начало растяжения в области Большого Бассейна относится к раннему–среднему олигоцену, максимум – к среднему миоцену, но движения по разломам продолжаются и в современную эпоху. Масштаб растяжения оценивается величиной от 190 до 250 км при общей современной ширине Бассейна в 700 км. При этом кора испытала утонение до менее чем 30 км против 40–45км под Сьерра-Невадой и 40–45 км под плато Колорадо. Согласно модели глубинного строения зоны Бассейнов и Хребтов, предложенной Б.Вернике и затем нашедшей широкое применение для других рифтовых систем во всем мире, определяющую роль в этой структуре играет поверхность срыва, наклоненная к западу от восточного края зоны, выполаживающаяся книзу до практически горизонтального положения в пластичном слое нижней коры. Подтверждением справедливости этих построений служат обнажения метаморфизованного нижнекорового комплекса из под незатронутого метаморфизмом и разбитого крутыми разломами верхнекорового. Верхняя кора имеет, как указывалось выше, мелкоблоковое строение, состоящее из односто-

Рис. 2-23. Схематическая карта Южных Скалистых гор США (по Дж.С.Олдоу)

1 – послеларамийские бассейны растяжения; *2* – послеларамийские нормальные сбросы; *3* – кайнозойские вулканиты; *4* – ларамийские бассейны; *5* – надвиги со срывом с фундамента; *6* – взбросы и надвиги в фундаменте; *7* – моноклинали плато Колорадо; *8* – докембрийский фундамент; *9* – протерозойские осадочные отложения. Цифры в пустых кружках – впадины: 1 – Крэзи Маунтинс; 2 – Бигхорн; 3 – Поудер-Ривер; 4 – Винд Ривер; 5 – Грин Ривер; 6 – Ред Дезерт-Вашаки; 7 – Ханна; 8 – Денвер; 9 – Писанс; 10 – Уинта; 11 – Парадокс; 12 – Генри Маунтинс; 13 – Кайпаровиц; 14 – Сан Хуан; 15 – Рэтон; 16 – Эстансиа; 17 – рифт Рио Гранде; 18 – Тулароза. Цифры в темных кружках – поднятия (п.) и вулканические поля (в.п.): 1 – в.п. Снэйк Ривер; 2 – в.п. Йеллоустон-Абсарока; 3 – п. Биртус; 4 – п. Бигхорн; 5 – п. Блэк Хиллс; 6 – п. Винд Ривер; 7 – п. Свитуотер; 8 – п. Ларами; 9 – п. Сьерра Мадре-Парк; 10 – п. Фронт Рэйндж; 11 – п. Уинта; 12 – п. Совоч; 13 – в.п. Сан-Хуан; 14 – п. Вет Маунтинс; 15 – п. Ункомпагре; 16 – п. Сан Рафаель; 17 – в.п. Хай Плато; 18 – в.п. Пайн Вэлли; 19 – п. Азо Клиффс; 20 – п. Монумент; 21 – п. Дефайанс; 22 – в.п. Хемез; 23 – п. Сангре де Кристо; 24 – п. Сандия; 25 – п. Зуни; 26 – в.п. Сан Франциско; 27 – в.п. Уайт Маунтинс; 28 – в.п. Датил; 29 – п. Сан Андреас; 30 – п. Сакраменто

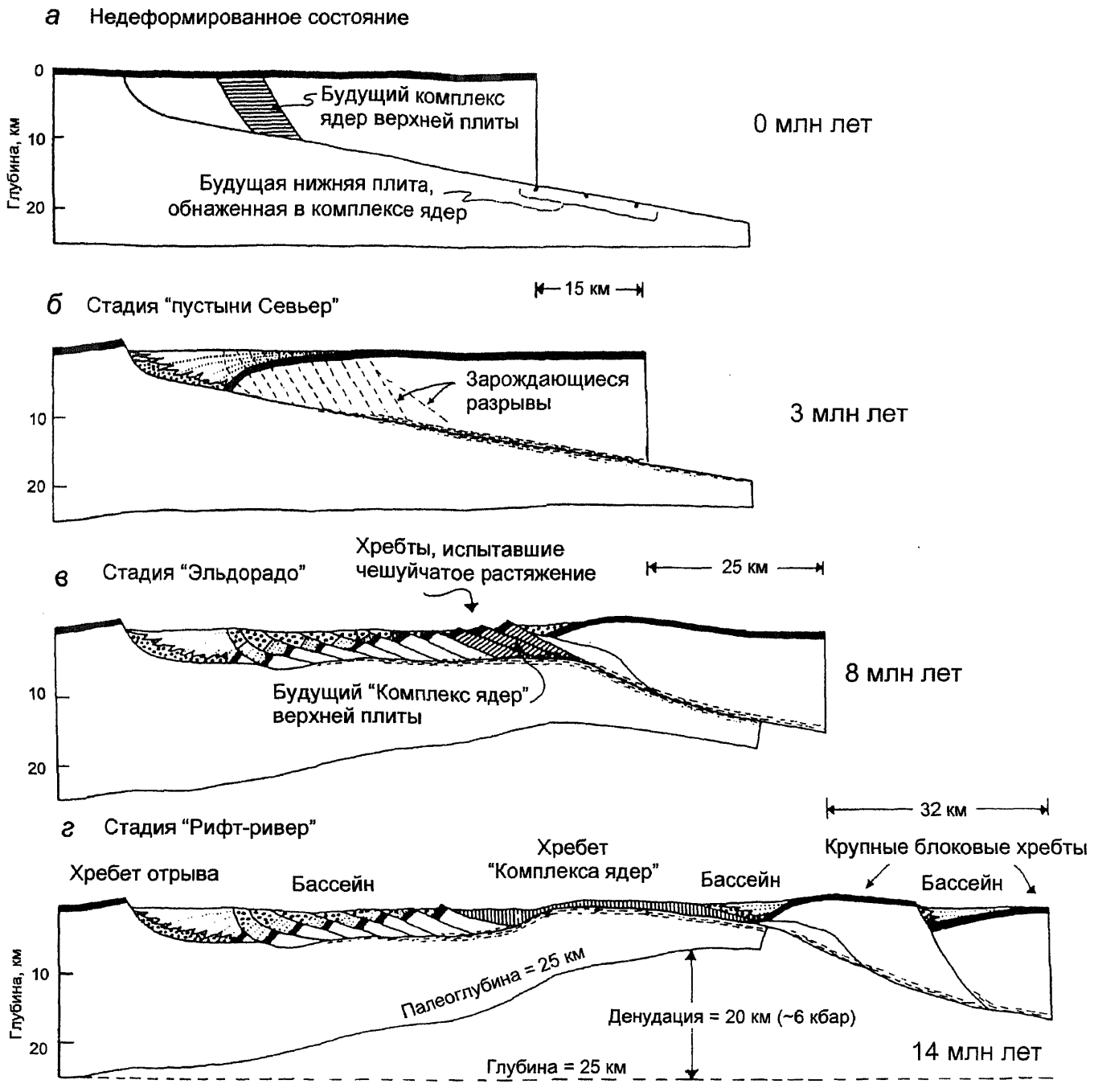


Рис. 2-24. Модель развития системы сдвигового растяжения в верхней и средней континентальной коре (по Б.Вернике)

Модель показывает, в частности, как среднекоровые породы (*а*) могут быть переработаны в зоне сдвигового растяжения в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций (*б*), нагреты до геохронометрически блокирующих температур (*в*), и быть переработанными в хрупких условиях 5–10 млн лет позднее, допуская возможные величины напряжений и масштабы растяжения (*г*)

ронних горстов с поверхностью, наклоненной большей частью навстречу основному срыву. С противоположной стороны горсты ограничены листрическими сбросами, сливающимися на глубине с основной поверхностью срыва.

Начиная с миоцена плато Колорадо испытало подъем величиной порядка двух километров. Наряду с высоким тепловым потоком, сейсмичностью, сбрососообразованием и базальтовым, типа океанских островов, вулканизмом, это рассматривается как результат утонения мантийной литосферы и ее замещения астеносферой, все это под воздействием субдукции океанской плиты Фараллон.

Западная, Притихоокеанская мегазона Кордильер в пределах США – представляет, подобно аналогичной зоне Канадский Кордильер, коллаж террейнов, но непосредственная корреляция канадских и американских террейнов затруднена тем, что северная часть данной мегазоны на крайнем северо-западе США перекрыта обширным миоценовым базальтовым плато Колумбия. Кроме того, существуют основания полагать, что между обоими сегментами существуют и действительные различия, связанные с первичной сегментацией подвижного пояса. Тем не менее определенные сопоставления оказываются возможными. Так, обе ранне- и среднемезозойские вулканические дуги Канадских Кордильер – Квинелия и Стикиния, разделенные меланжем из верхнепалеозойских и нижнемезозойских офиолитов, кремней, голубых сланцев, находят свое продолжение в северо-восточном Орегоне, а Квинелия и далее к югу – в горах Кламат и северной Сьерра-Неваде. Зона меланжа прослеживается на западе гор Кламат и Сьерра-Невады. В Калифорнии вулканическая дуга испытала внутридуговой спрединг с образованием средне- и позднеюрских офиолитов. К западу от Сьерра-Невады в позднем мелу образовался глубокий преддуговой прогиб Большой Долины заполнившийся 15-километровой толщей турбидитов. В западном борту этого прогиба, в Береговых хребтах флиш Большой Долины с офиолитами в основании надвинут на знаменитый меланжевый или меланжево-олистостромовый францисканский комплекс, отчасти ему одновозрастный. Этот комплекс представляет собой аккреционную призму, связанную с субдукцией океанской плиты Фараллон. Францисканский меланж состоит из обломков осадочных, в том числе кремней и известняков, вулканических (базальты), ультраосновных (серпентиниты) и метаморфических (голубые сланцы) пород в матриксе из аргиллитов, граувакк и туфов. Возраст меланжа по ископаемым организмам в матриксе и включениях и по изотопным датировкам метаморфитов понижается от среднеюрского–среднемелового на востоке до позднемелового–миоценового на западе, близ берега, отражая продолжительную субдукцию.

Важным элементом структуры Западной мегазоны Кордильер США является южное продолжение пояса батолитов гранитоидов, имеющих в основном юрский возраст в восточной и среднемеловой – в западной полосе. Этот пояс включает батолиты Айдахо, Сьерра-Невады, южной Калифорнии.

Основная структура рассматриваемой мегазоны, сложившаяся к концу эоцена – началу олигоцена претерпела существенную перестройку начиная с середины олигоцена в связи с изменением характера взаимодействия между тихоокеанскими плитами и Северо-Американской плитой, и в ней появился ряд новых черт. Главным здесь было погружение под континент отрезка Восточно-Тихоокеанского спредингового хребта в районе Калифорнии и превращение соответствующего участка окраины континента из активного, субдукционного в трансформный. Это выразилось в образовании правого сдвига Сан-Андреас – наиболее известной структуры подобного рода в мире.

Этот сдвиг простирается на 1000 км от мыса Мендосино на севере до вершины Калифорнийского залива на юге. Амплитуда правостороннего смещения со времени возникновения сдвига в середине олигоцена, 29 млн лет т.н., оценивается в 315 км, однако существуют основания полагать, что ему предшествовал более ранний, позднемеловой–раннепалеогеновый сдвиг (прото-Сан-Андреас) с гораздо более значительной амплитудой, достигавшей 2900 км (!), судя по перемещению находящегося к западу от разлома Сан-Андреас блока Салиния – фрагмента крупного гранитного батолита, находившегося в одной полосе с батолитом Сьерра-Невады.

В настоящее время разлом Сан-Андреас образует трансформную границу между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами. Он высоко сейсмичен, с ним были связаны Сан-Францисское землетрясение 1906 года и недавнее в Лома-Прието, также в окрестностях Сан-Франциско. Скорость современных смещений составляет 5,6 см/год. Разлом Сан-Андреас сопровождается другими аналогичными сдвигами и часть, около 30%, смещений вдоль границы плит происходит по этим разломам-сателлитам. Глубина проникновения разлома Сан-Андреас в кору строго не установлена; судя по недавнему сейсмическому профилю, проведенному через залив Сан-Франциско, плоскость разлома смещена в восточном направлении, так что верхняя кора продвинута дальше в направлении океана.

В районе мыса Мендосино разлом Сан-Андреас срезается широтным океанским трансформным разломом Мендосино, к северу от него в океане снова появляется спрединговый хребет, и характер континентальной окраины резко меняется, так как здесь она сохранила свой конвергентный, субдукционный стиль строения. Это относится к подводной окраине и побе-

режью штатов Орегон и Вашингтон, где кайнозойские образования слагают аккреционную призму и выполняют преддуговой прогиб. А в тылу последнего протягивается цепь молодых, в том числе действующих вулканов Каскадных гор (вулкан Сент-Эленс недавно проявил себя бурным извержением). Этот характер строения континентальной окраины распространяется и на юго-запад Канадского сегмента, включая о-в Ванкувер. Но севернее последнего граница плит снова становится трансформной, определяясь сдвигом Королевы Шарлотты, опять же правым, протягивающимся сначала вдоль одноименного архипелага, а затем вдоль архипелага Александра, где от него ответвляется к северу сдвиг Денали, о котором шла речь в разделе, касавшемся Аляскинского сегмента Кордильер. А основной сдвиг достигает Аляскинского залива, где сопрягается с Алеутской зоной субдукции.

Возвращаясь к Калифорнийской трансформной окраине, отметим, что со сдвигами здесь связано образование значительного числа относительно небольших, но глубоких впадин, послуживших тектонотипом сдвигово-раздвиговых (pull-apart) бассейнов. Они выполнены мощными позднекайнозойскими осадками и примечательны своей богатой нефтегазоносностью. Начиная с позднего миоцена выполнение этих бассейнов испытало сжатие с образованием складчатых структур и некоторым надвиганием на них обрамления.

Существующие модели глубинного строения Калифорнии предусматривают, что все верхнекоровые структуры от Береговых хребтов и их погруженной ниже уровня моря южной части («Калифорнийский бордерленд») и до гор Кламат и Сьерра-Невады включительно тектонически подстилаются реликтовой океанской корой плиты Фараллон, погружающейся на востоке до глубины 25–30 и более километров. Впрочем, недавние сейсмические исследования в районе Сан-Франциско показали, что океанская кора разбита на отдельные блоки, очевидно, в результате подвижек по более древним, чем современный разлом Сан-Андреас, сдвигам.

Мексиканский сегмент. Этот сегмент охватывает территории Мексики, Гватемалы и Белиза (рис.2-25). Он отделен от более северного сегмента левым «мегасдвигом» Мохаве-Сонора северо-западного простирания, а на юге ограничивается широтной, также левосдвиговой зоной Полочик-Мотагуа, которая рассматривается в качестве современной границы между Северо-Американской и Карибской литосферными плитами.

В Мексиканском сегменте в общем выдерживается то же разделение на Восточную, Внешнюю и Западную, Внутреннюю, или Притихоокеанскую мегазоны, что и в двух более северных сегментах. Находит свое продолжение и полоса передовых прогибов. В Мексике она выражена тремя узкими вытянутыми в северо-северо-западном направлении линейными впадинами, выполненными нижнепалеогеновым флишем и олигоцен-миоценовой морской молассой. С востока полоса прогибов ограничена еще более узкой зоной поднятий Эль-Бурро-Тамаулипас, с которой совпадает среднемеловой барьерный риф и которая отделяет эту полосу от впадины Мексиканского залива, описываемой в следующем разделе. На востоке передовые прогибы граничат с Внешней зоной Мексиканских Кордильер вдоль направленных к ним надвигов.

Внешней мегазоне Мексиканских Кордильер в рельефе отвечает нагорье Восточной Сьерра-Мадре и плоскогорье Меза Сентрал, а также Сьерра-Мадре де Чиапас на юге. Эта мегазона по разлому Мохаве-Сонора сдвинута к юго-востоку относительно южного окончания Скалистых гор США и расположена южнее окончания зоны Бассейнов и Хребтов и плато Колорадо. Ее сходство с мегазоной Скалистых гор США и Канады заключается в шельфовом характере мелового разреза, ларамийском возрасте основных деформаций и интрузивного магматизма и восточной вергентности складок и надвигов.

Домеловое же развитие резко отличается. Восточная часть Внешней мегазоны Мексиканских Кордильер фактически наложена на южное продолжение позднепалеозойской складчатой системы Уошито-Маратон, а южнее на эпигренвильский массив Оахака, простирающийся до южной границы сегмента.

Палеозойские и докембрийские образования выступают в эрозионных окнах из-под мезозойского складчатого комплекса. В основании последнего залегает континентальная красноцветная толща верхов триаса – низов юры, а выше – эвапориты, которые перекрываются мощной толщей карбонатов верхов юры, нижнего и среднего мела до турона включительно. Сенон представлен глинистой толщей, а общая мощность этого комплекса достигает 6–9 км. Общий стиль дислокаций тоже несколько отличен от Скалистых гор США и Канады – здесь развиты сундучные, на нижних уровнях гребневидные антиклинали и более широкие коробчатые синклинали. Однако наряду с этим наблюдаются восточно-вергентные надвиги и даже шарьяжи. Довольно очевидно, что весь Восточный складчато-надвиговый комплекс сорван со своего палеозойско-докембрийского основания вдоль высокопластичной красноцветно-эвапоритовой триасово-юрской толщи. Он пронизан местами небольшими гипабиссальными интрузиями гранит-порфиров, диорит-порфиритов и щелочных пород. Основные деформации данной мегазоны относятся к кампану и палеоцену, но самая внешняя ее часть, включая шельф Мексиканского залива, подверглась смятию в позднем миоцене.

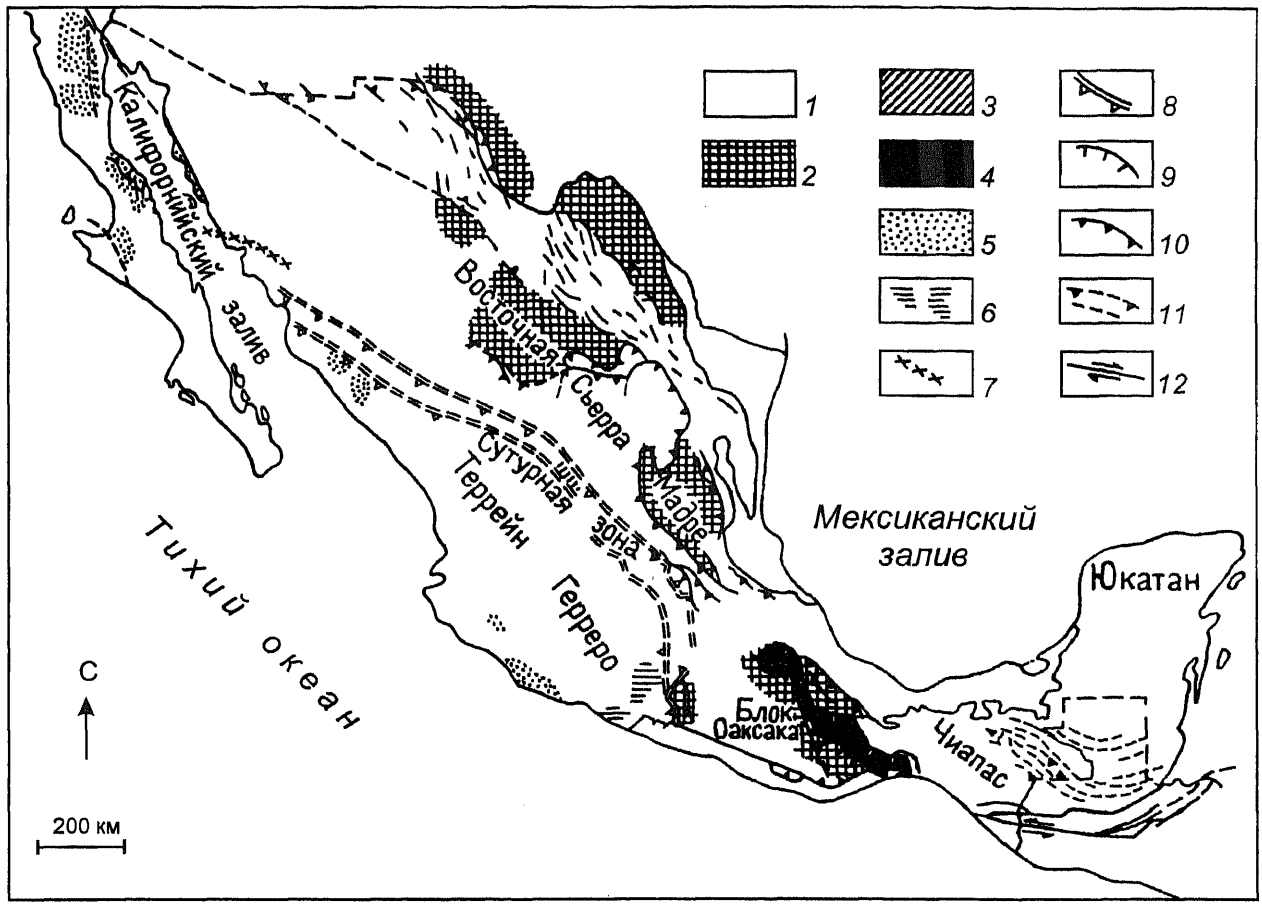


Рис. 2-25. Структурная схема Мексики со снятым вулканическим покровом (по К.Фрейдле и др.)

1 – прибрежная равнина залива; *2* – поздние раннемеловые карбонатные платформы; *3* – главные обнажения позднемелового бассейна Арперос; *4* – бассейн Куйкатело; *5* – террейн Герреро – островодужные образования на континентальных блоках; *6* – островодужные образования террейна Герреро на океанской литосфере; *7* – линия $^{87}Sr/^{86}Sr$ (по Кошеме, 1985); *8* – поздне-раннемеловые надвиги; *9* – кампанские надвиги; *10* – позднемеловые–палеоценовые надвиги; *11* – миоценовые складки и надвиги; *12* – кайнозойские сдвиги

На западе образования Внешней зоны частично скрываются под покровами андезитов и игнимбритов верхнего эоцена – олигоцена, а на юге – миоценового возраста, слагающими вулканическое плато Западной Сьерра-Мадре, а частично уходят под надвиг Внутренней мегазоны. По другую сторону этого плато, на побережье Тихого океана выступают уже породы принадлежащие *Западной, Внутренней мегазоне* Мексиканских Кордильер. Северная часть этой мегазоны включает Калифорнийский п-ов (Нижнюю Калифорнию), отделенный от материка плиоцен-четвертичным рифтом Калифорнийского залива. Этот рифт с новообразованной океанской корой возник на северном окончании Восточно-Тихоокеанского спредингового поднятия, далее к северу перекрытого надвигом Северо-Американской литосферной плиты. Ось спрединга залива на северном его замыкании сначала продолжается грабеном Империал-Вэлли-Солтон, а затем срезается разломом Сан-Андреас.

Калифорнийский п-ов представляет собой южное продолжение магматической дуги более северных Кордильер, Сьерра-Невады в частности, и батолитового пояса, с ней связанного. Он занят в основном так же гранитным батолитом, имеющим здесь среднемеловой возраст, а на западном побережье выступают офиолиты и меланж, сходный с францисканским. На уровне южной части полуострова образования, характерные для Внутренней мегазоны Кордильер, появляются и на материке. Здесь развиты позднеюрские–раннемеловые офиолиты, ранне- и среднемеловые островодужные вулканиты, среднемеловые и ларамийские гранитоиды. Мегазона испытала несколько фаз деформаций; первая из них – невадийская, затронула в основном лишь Нижнюю Калифорнию; вторая – среднемеловая,

проявилась шире и привела к образованию поднятия, обломочный материал с которого начал поступать в Восточную мегазону; третьей явилась субгерцинская в кампане и четвертая – собственно ларамийская, в палеоцене была заключительной. С двумя последними фазами связано надвигание Западной мегазоны на Восточную, а в целом первая мегазона имеет дивергентное строение.

Южная часть Мексиканского сегмента Кордильер отсекается от остальной мегазоны *Трансмексиканским вулканическим поясом*, пересекающим всю страну от Тихоокеанского побережья до побережья Мексиканского залива и включающим ряд действующих вулканов, в том числе появившийся в прошлом столетии вулкан Парикутин. На северо-западе пояс смыкается с южным окончанием вулканического плато Западной Сьерра-Мадре. Непараллельность Трансмексиканского пояса Центральноамериканской зоне субдукции породила целую дискуссию, хотя та или иная связь с этой зоной в общем не вызывает сомнений. Наибольшего внимания заслуживает представление о приуроченности этого вулканического пояса к зоне левого сдвига, аналогичного более северному мегасдвигу Мохаве-Сонора.

2.4. Впадина Мексиканского залива и молодая платформа его побережья (Галф-Кост) и Приатлантической равнины

Северо-Американский континент ограничивается на юго-юго-востоке глубоководной впадиной Мексиканского залива, возникшей в юре (рис.2-26). Ее центральная часть, подстилаемая корой океанского типа, – *впадина Сигсби* – достигает глубины более 4000 м. Образование этой падины произошло в интервале 170–150 млн лет т.н., т.е. в бате–титоне, в процессе отодвигания Юкатанского континентального блока от южного края Северной Америки. Спредингу предшествовал рассредоточенный континентальный рифтинг в позднем триасе – ранней и начале средней юры, а в начальную фазу раскрытия бассейна Мексиканского залива в нем накопилась мощная толща солей за счет затрудненного притока морских вод из одновременно, но более энергично раскрывавшейся Центральной Атлантики. С этой соленосной толщей, накопившейся и в пределах современного шельфа, и побережий залива, в дальнейшем было связано широкое проявление галокинеза, превратившее этот регион в один из классических регионов в этом отношении.

Мелководное и континентальное обрамление Мексиканского залива имеет своим фундаментом консолидированную кору двух возрастов – позднегерцинского и панафриканского. Погребенное продолжение позднегерцинской системы Уошито-Маратон подстилает северную и северо-западную периферию Галф-Коста, а панафриканская кора образует основание п-овов Юкатан и Флорида, соответственно, на юго-западе и северо-востоке, а также, возможно, на северо-западной периферии бассейна в Мексике и Техасе.

Осадочное выполнение бассейна Мексиканского залива выше соленосной толщи верхов средней юры (бат-келловей) включает полный разрез меловых и кайнозойских отложений, в котором перерывы появляются только на периферии бассейна и который достигает мощности 16 км. Нижняя, мезозойская часть разреза характеризуется преобладанием карбонатов, нижний палеоген карбонатно-терригенный, а начиная с олигоцена осадки терригенные, причем образовались они за счет привноса такими реками, как Миссисипи, Рио-Гранде, Бразос, дельты которых здесь и располагаются. Зоны максимальных мощностей отдельных стратиграфических подразделений закономерно смещаются в направлении глубоководной впадины, затем резко сокращаясь на ее краю. Особое место в структуре бассейна занимает полоса среднемелового барьерного рифа, опоясывающая весь бассейн и продолжающаяся вокруг Флориды и затем Атлантического побережья США и Канады до Ньюфаундленда включительно; она специально выделена на новой Тектонической карте Северной Америки, а в Мексике вмещает крупные залежи нефти (рис.2-27А). Сейсмические исследования показывают, что область с океанской корой впадины Сигсби окаймляется широкими, особенно на севере, зонами коры переходного типа, т.е. утоненной и переработанной континентальной.

Вдоль северной периферии бассейна проявлены региональные сбросы, очевидно листрического типа, которые развивались одновременно с накоплением осадков. К ним приурочены мелкие интрузии ультраосновных и щелочных магматитов, свидетельствующих о достаточно глубоком заложении этих разломов. В северной части Галф-Коста наблюдается чередование овально-округлых сводов и разделяющих их прогибов. Один из этих прогибов, вдоль которого следует долина р. Миссисипи, простирается на север за границу собственно рассматриваемой впадины и проникает в пределы древней платформы, где он наследует неопротерозойско-кембрийский рифт Рилфут. Выполнен этот прогиб Миссисипи отложениями верхнего мела и кайнозоя. Образование всей системы сводов и прогибов, в общем вытянутых в меридиональном направлении, ныне объясняется горизонтальным стрессом со стороны фронта Кордильер, ограничивающего впадину Мексиканского залива на западе. Однако следует отметить приуроченность к сводам магмопроявлений мантийного происхождения, возможно, результата декомпрессии астеносферы. Рост сводов начался

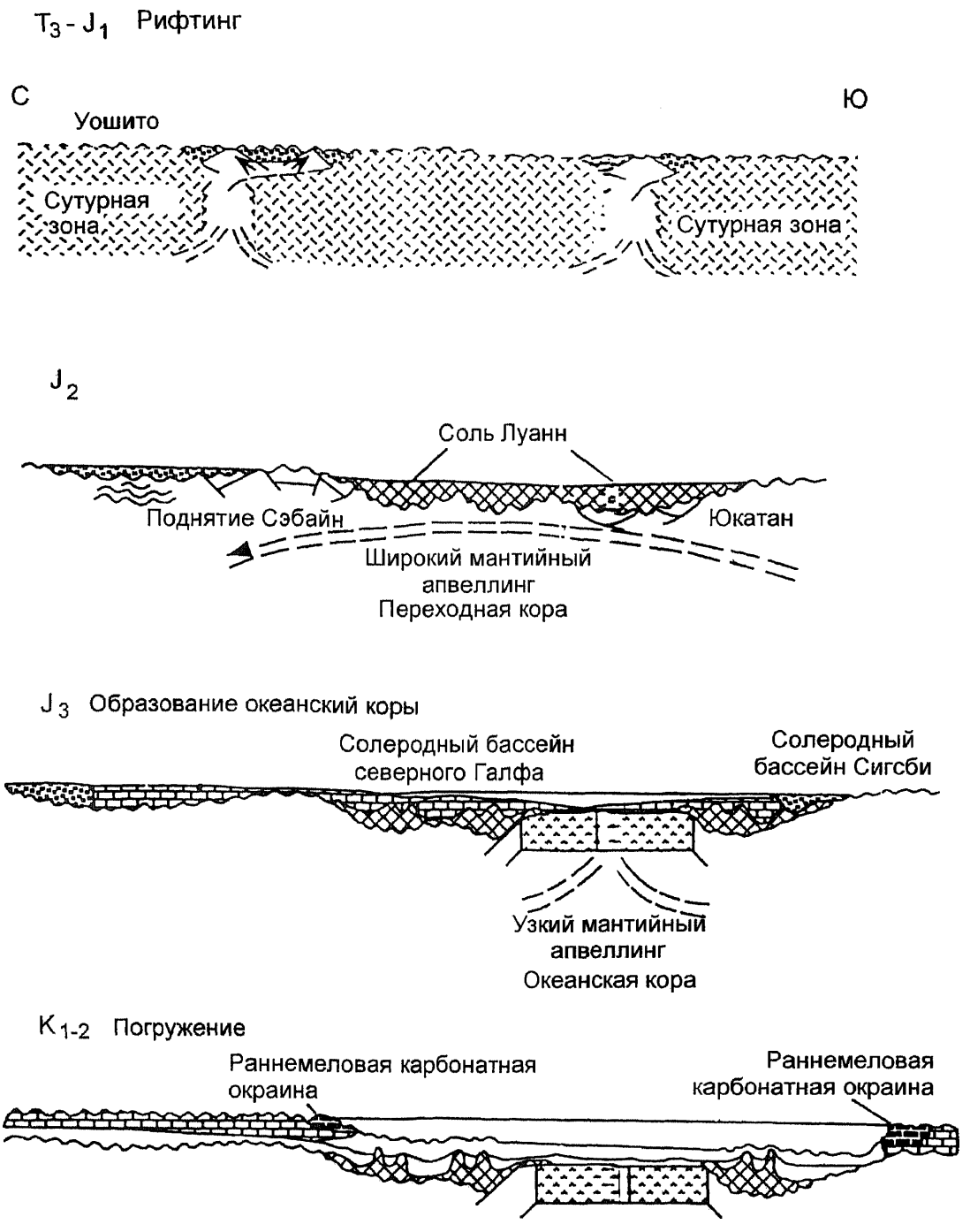
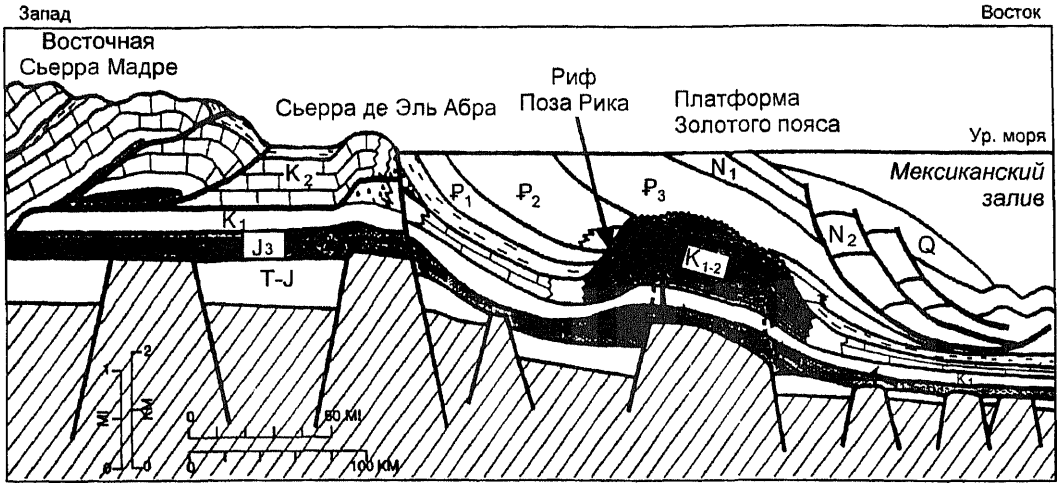


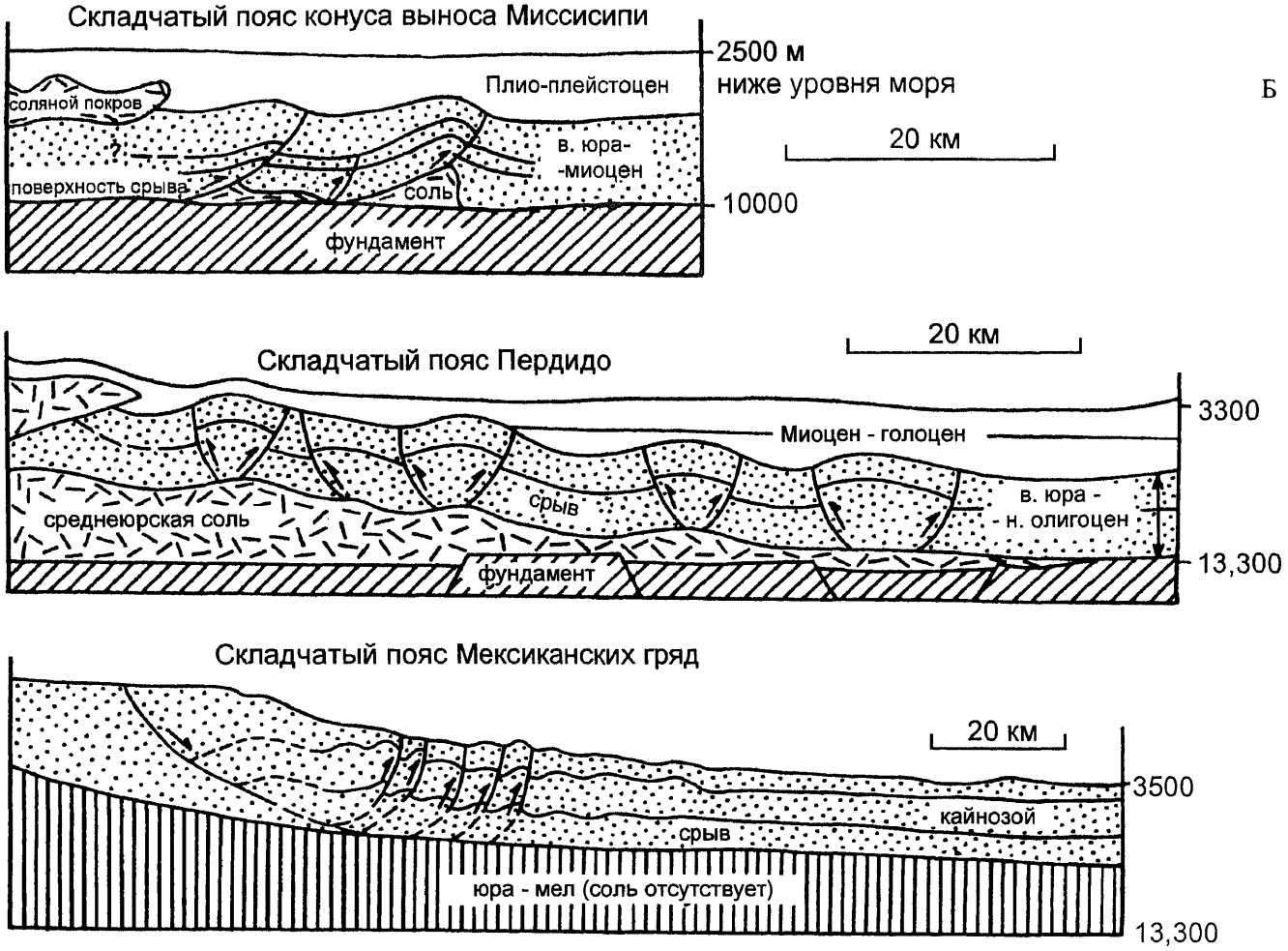
Рис. 2-26. Основные этапы эволюции впадины Мексиканского залива

в конце раннего мела, но основная эпоха их развития совпадает с ларамийским орогенезом конца мела – начала палеогена.

Более южная часть бассейна, занимающая прибрежную низменность и шельф, является уже областью господства соляной тектоники. Здесь насчитывается несколько сотен соляных куполов, пронизывающих залегающую с очень пологим наклоном к югу толщу верхнего мезозоя и кайнозоя. В зоне континентального склона, на краю впадины Сигсби, где эта толща



А



Б

Рис. 2-27. Схематические геологические профили Мексиканского залива

А – схематичный широтный структурный профиль Южной Мексики. Стрелки показывают направление миграции углеводородов (по Д.Фритцу); Б – схематические профили складчатых поясов Мексиканского залива, основанные на данных региональных сейсмических исследований (по Б.Д.Традгиллу). Согласно принятой интерпретации, конус выноса Миссисипи и складчатый пояс Пердидо сорваны с автохтонной соленосной толщи, в то время как складчатый пояс Мексиканских гряд залегает поверх более высокого глинистого уровня срыва (detachment); В – региональный профиль через северо-западную часть Мексиканского залива

В

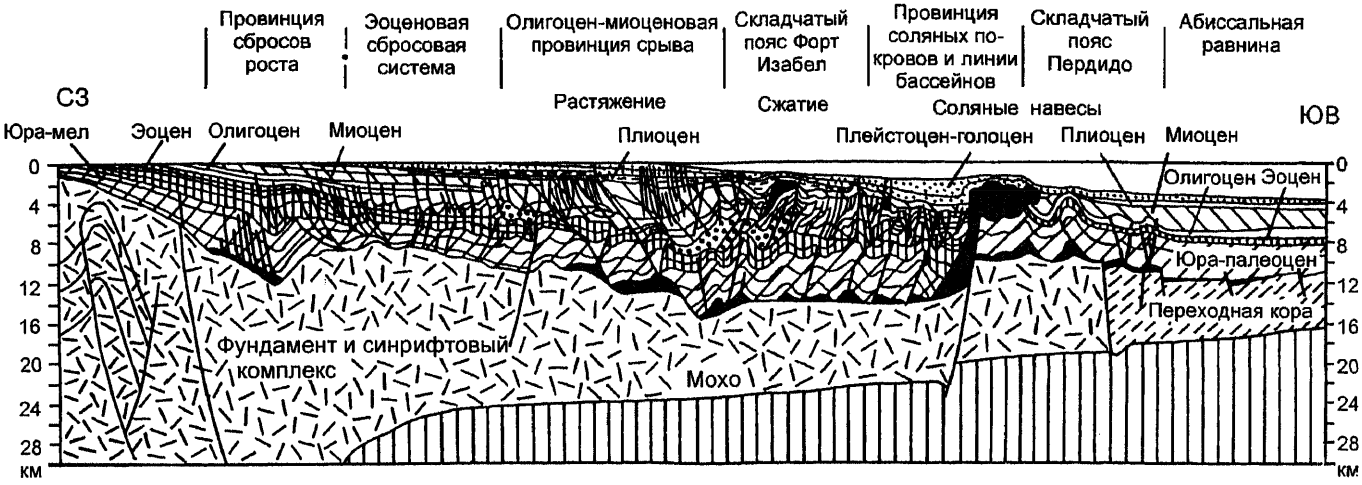


Рис. 2-27 (окончание)

резко сокращается в мощности, наблюдается выдавливание соли и возникает сорванная по соляной толще складчатая система (рис.2-27Б, В). Эта система простирается вдоль всего северного борта впадины Сигсби и по своим масштабам сопоставима со складчатыми системами континентов, и вместе с тем образовалась без участия горизонтального сжатия.

2.5. Основные этапы развития

Геологическая летопись Северной Америки включает весь четырехмиллиардный интервал охарактеризованной горными породами истории Земли. Породы раннего архея с возрастом более 3,5 млрд лет выступают на поверхность в эократоне Слейв (гнейсы Акаста, ~4,0 млрд лет), на юго-западе эократона Сьюпириор (гнейсы Мортон в долине Миннесоты), в юго-западной Гренландии (комплекс Исуа, гнейсы Амитсок) и на противоположном берегу Лабрадора (гнейсы Уйвак). Все это реликты протоконтинентальной коры тоналит-трондьемит-гранодиоритового (ТТГ) состава, свидетельствующие о том, что такая кора сформировалась в *раннем архее* на значительной площади в пределах будущего Канадско-Гренландского щита. В настоящее время трудно сказать, получила ли эта кора здесь сплошное распространение. Состав комплекса Исуа показывает, что по крайней мере в некоторых районах и по крайней мере в начале архея могли существовать участки с корой океанского или близкого к ней типа.

В конце *среднего архея* острова протоконтинентальной коры могли подняться над уровнем моря (океана?). Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в Северной Америке образования среднего архея или отсутствуют, или представлены весьма ограниченно, в основном опять же гнейсами ТТГ-состава, а зеленокаменные пояса этого возраста, известные на других континентах, здесь не известны. Зато широко развиты гранит-зеленокаменные области позднего архея, которые и слагают эократоны Слейв, Сьюпириор, ряд более мелких между ними, а также Вайоминг, Нэйн. Все эти эократоны имеют разломные ограничения, явно вторичные, поскольку они дискордантны по отношению к внутренней структуре эократонов. Возникли эти ограничения в начале протерозоя. Присутствие мелких архейских глыб в Трансгудзонском раннепротерозойском поясе дополнительно свидетельствует о том, что в *конце архея* на месте Канадско-Гренландского щита образовался единый континент со зрелой континентальной корой нормальной для кратонов мощности. Материалы по другим современным континентам позволяют предполагать, что этот континент – прото-Лаврентия – составлял лишь часть эпиархейского суперконтинента – Пангеи-0, а дайковые рои раннепротерозойского же возраста показывают, что в первой половине *раннего протерозоя* этот континент подвергся деструкции, которая и привела к образованию нескольких подвижных поясов, отличных от зеленока-

менных поясов архея, но зато довольно сходных с более поздними подвижными поясами и поэтому могущих именоваться протогеосинклиналями. Это пояса Уопмей, Трансгудзонский, Пенокийский, Лабрадорский с их гренландскими продолжениями (Ринкиды-Нагсуктокиды, Кетилиды). В этих поясах уже отчетливо различаются пассивные окраины эпиархейских континентальных блоков с их осадками шельфа, в том числе рифовыми постройками, и континентального склона – флиш с турбидитами; появляются образования океанского ложа – офиолиты (Кейп-Смит на севере Квебека), вулканические дуги, гранитные батолиты. Ширина бассейнов могла быть весьма значительной, судя по палеомагнитным данным, относящимся к Трансгудзонскому поясу. Развитие этих поясов завершается коллизией ограничивавших их континентальных блоков, сопровождавшейся надвиганием выполнения поясов на пассивные окраины последних. В итоге архейские эократоны оказались спаянными нижнепротерозойскими складчато-надвиговыми системами, и к концу раннего протерозоя, в гудзонскую эпоху, почти на всей площади Канадско-Гренландского щита и его западного продолжения в пределах Внешней мегазоны Кордильер восстановилась сплошность континентальной коры. Опять-таки, учитывая, что и на западе, в Кордильерах, и на востоке, в Гренландии, контуры сохранившейся области гудзонской кратонизации явно вторичны по отношению к внутренней структуре кратона, можно с полным основанием предположить, что Лаврентия входила в состав нового суперконтинента, новой Пангеи, сформированной в конце раннего протерозоя, к рубежу 1,7 млрд лет.

В первой половине *среднего протерозоя,* в раннем рифее, между 1,65 и 1,35 млрд лет т.н. основные события развернулись к югу от Канадского щита, на юге Скалистых гор и в области Мидконтинента. Выразились они в мощном проявлении кислого известково-щелочного эффузивного и интрузивного магматизма, протекавшего в основном в субаэральных условиях. Изотопные данные свидетельствуют в пользу ювенильного источника магмы, очевидно, связанного с зоной субдукции, наклоненной к северу. В тылу этой зоны мог проявляться и рифтинг. Но если это был краевой вулкано-плутонический пояс, то где находился океан? В пределах современного Северо-Американского континента ему явно нет места, и вопрос этот остается открытым.

Тем временем на площади Канадско-Гренландского щита и его кордильерского продолжения местами шло накопление маломощных континентальных или крайне мелководных обломочных осадков и наземных бимодальных, в основном кислых вулканитов, свидетельствующих о том, что кратонизация приобрела здесь окончательный характер.

Во второй половине среднего протерозоя, в среднем рифее основными событиями явились возникновение мощной рифтовой системы Мидконтинента с ее исключительного масштаба излияниями плато-базальтов, а также образование Гренвильского подвижного пояса, несогласно наложенного, по крайней мере своей внешней зоной, на структуры восточной части расширившегося к тому времени кратона. Происхождение и первоначальная природа этого пояса еще остаются не вполне ясными, и лишь тот факт, что его окончательное становление было связано с коллизией раннедокембрийских кратонов, представляется совершенно очевидным. Стало также очевидным, что этот протяженный гранулито-гнейсовый пояс находит свое продолжение как в Европе, в Юго-Западной Скандинавии (рис.2-28), на востоке Шпицбергена и севере Новой Земли, так и в Южной Америке, вдоль современной западной периферии Амазонского кратона, представляя важнейшую структуру глобального масштаба. Подобная структура должна была образоваться при распаде эпираннепротерозойской Пангеи и первоначально могла представлять собой достаточно широкий и глубокий бассейн, хотя отсутствие по крайней мере на поверхности, глубоководных отложений и офиолитов не позволяет это утверждать с полной определенностью.

На противоположной, кордильерской стороне прото-Лаврентии в среднем рифее существовал довольно крупный эпиконтинентальный бассейн, вытянутый в кордильерском же направлении и заполнявшийся мелководными осадками супергрупп Белт и Пёрселл. Западный борт этого бассейна мог находиться уже в Австралии–Антарктиде или Сибири (?). Развитие бассейна закончилось слабыми деформациями сжатия.

Неизмеримо более интенсивное сжатие испытал Гренвильский пояс, надвинутый при этом на догренвильский кратон. Отголоски этого сжатия проявились и в деформациях рифтовой системы Мидконтинента.

Поздний протерозой явился переломным временем в развитии Северной Америки, как, впрочем, и в глобальном измерении (см. следующие главы). В середине позднего рифея произошло, по современным данным, отделение Австралии-Антарктиды вместе с Южным Китаем от Лаврентии с образованием на месте Кордильер пассивной окраины новообразованного Тихого океана. По другую сторону Лаврентии от нее откололись Амазония и Балтика с образованием прото-Япетуса. Имеются основания предполагать, что и северный край Лаврентии начал обозначаться в это же время, если не раньше, еще в среднем рифее. Для соответствующего океана было даже предложено название океана – Посейдон; он должен был отделять Лаврентию от Сибири и Гипербореи. Таким образом, именно на рубеже 750–720 млн лет т.н. Лаврентия, включав-

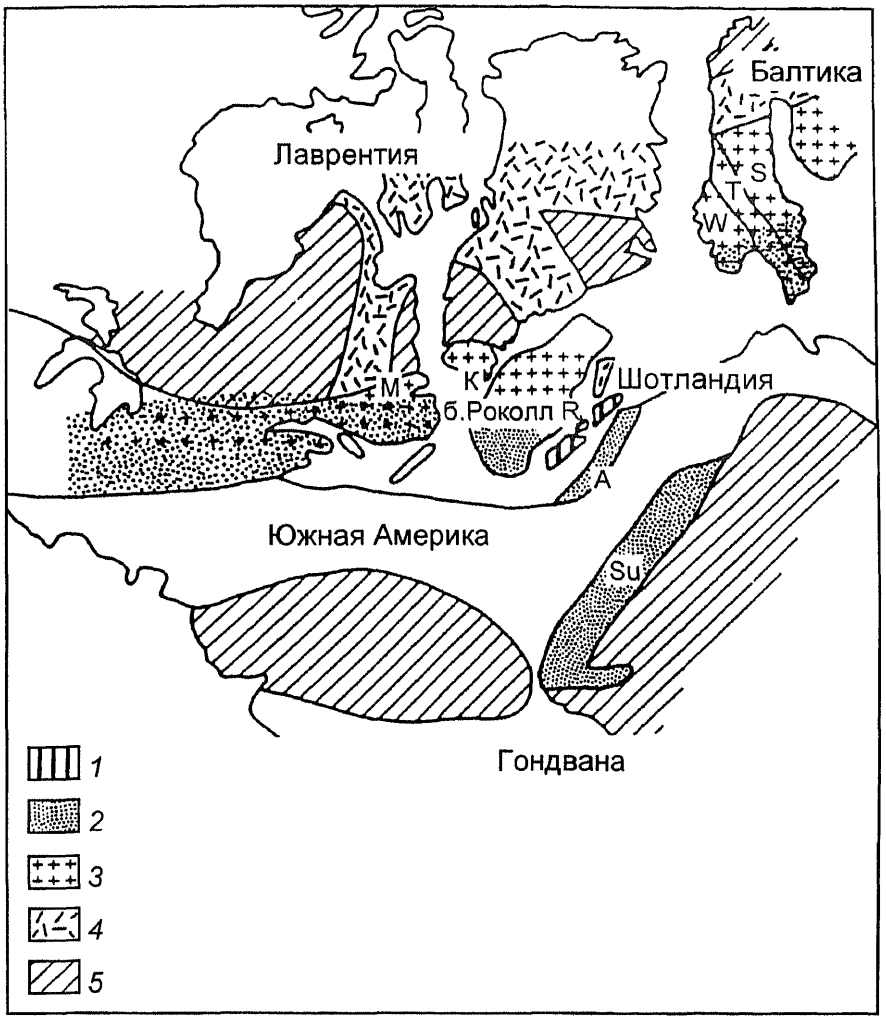


Рис. 2-28. Плитно-тектоническая реконструкция Северо-Атлантического региона в протерозое (по И.Диэлу)

1 – Дэлредская супергруппа; *2* – мезопротерозойские и неопротерозойские пояса; *3* – граниты, гранулиты, гнейсы; *4* – палеопротерозой; *5* – архей. M – провинция Макковик; K – Кетилиды; R – Ринкиды; S – Свекофенниды; T – Транскандинавский магматический пояс; W – область Юго-Западной Скандинавии; A – массив Анкита; Su – ороген Сунсас

шая Гренландию, впервые превратилась в континент близких к современным очертаний. Ее восточную периферию образовал Гренвильский пояс, распространявшийся не только на современную платформу, но и на Аппалачскую систему и ее Уошитское продолжение.

В венде, раннем и среднем кембрии на юге современного Мидконтинента образовалась разветвленная рифтовая система, включавшая рифты Вичита и Рилфут и открывавшаяся в океанский бассейн, разделивший Лаврентию и Амазонию (см. рис.2-17). Вичитский рифт характеризовался необычно интенсивным магматизмом, включая интрузивный, и закончил свое развитие инверсией перед поздним кембрием, в то время как на месте остальных звеньев системы (Рилфут и др.) в это время начали формироваться синеклизы (Иллинойс, Мичиган).

В раннем палеозое процессы, начавшиеся во второй половине позднего протерозоя, получили дальнейшее развитие (рис.2-29А). На востоке раскрылся Япетус, на западе – Протопацифик, на севере – Франклинский бассейн; не позднее ордовика в них появились островные вулканические дуги, отчленившие окраинные моря, обособившиеся между этими дугами и пассивными окраинами континента с накоплением шельфовых, преимущественно карбонатных и склоновых – турбидиты, граптолитовые сланцы – осадков. Уже на границе кембрия и ордовика как на западе, в юго-восточной Аляске, так и на востоке, в Северных Аппала-

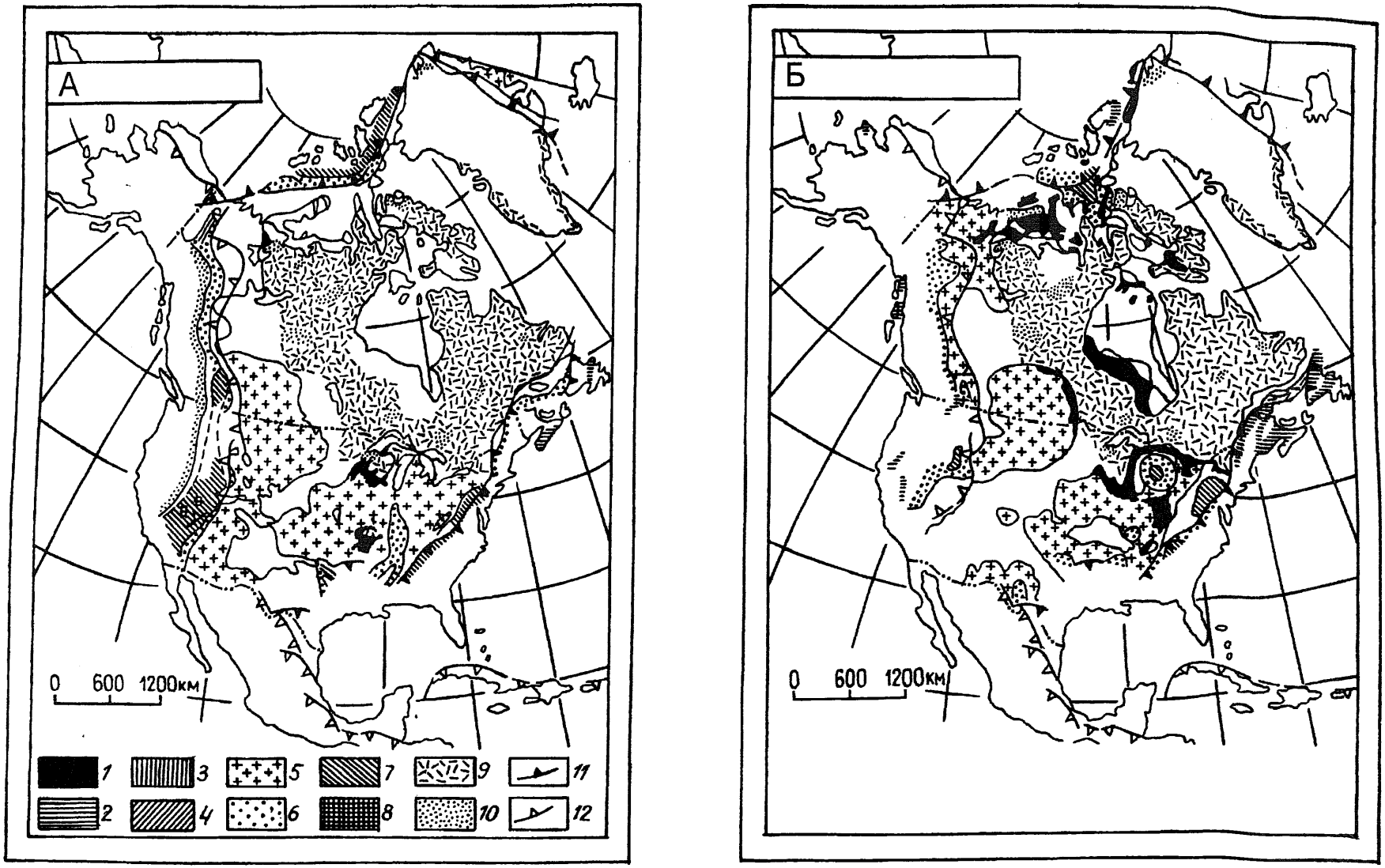
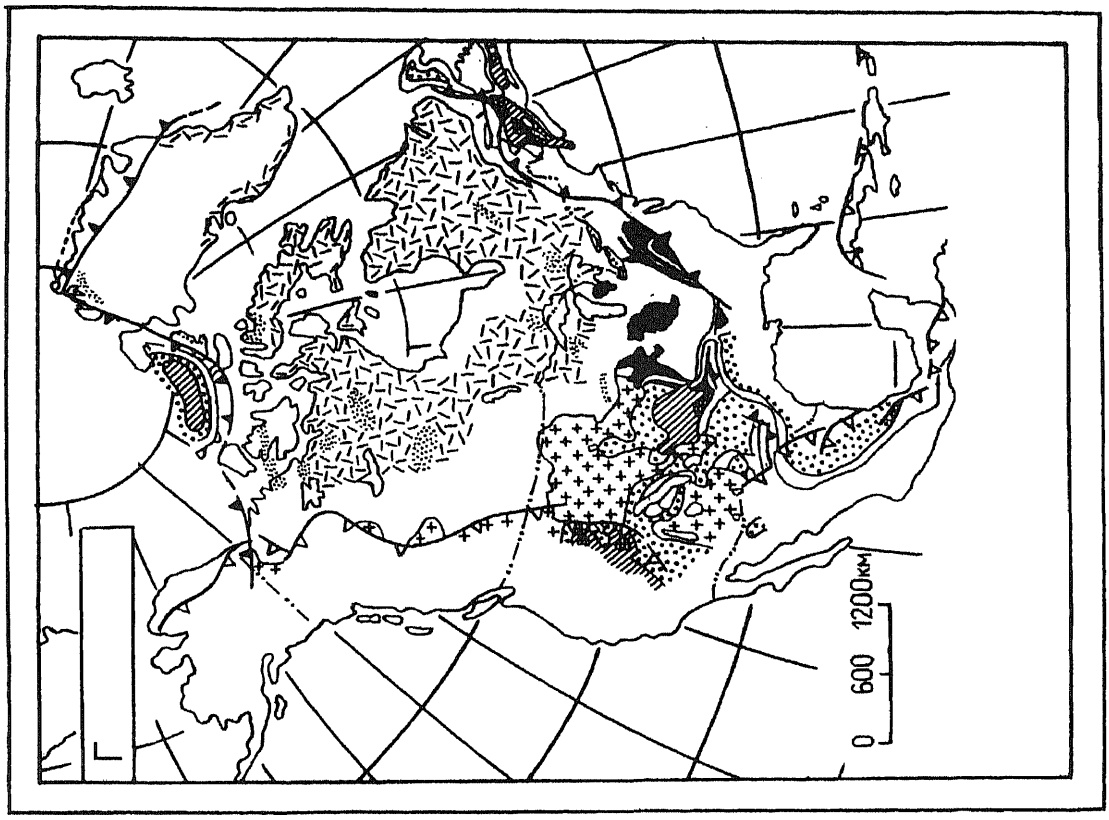


Рис. 2-29. Распределение и скорости накопления отложений в Северной Америке (по А.В.Балли)

А – кембрийско-ордовикских (600–478 млн лет), Б – среднего и позднего ордовика и силура (478–401 млн лет), В – от середины раннего до конца позднего девона (401–362 млн лет), Г – среднего-позднего карбона (пенсильвания) и ранней перми (330–268 млн лет), Д – от триаса до ранней юры (245–186 млн лет), Е – от средней юры до оксфорда (186–150 млн лет), Ж – от кимериджа до середины апта (150–116 млн лет), З – от среднего апта до маастрихта (116–66 млн лет).

1 – обнажения на кратоне; *2* – отложения на «подозрительных» террейнах; *3* – отложения пассивных окраин: *4* – океанские осадки и конденсированные глубоководные осадки на кратоне; *5–8* – скорости накопления (мм/г): *5* – 0–10, *6* – 10–20, *7* – 20–40, *8* – >40; *9* – докембрийский щит (под Гренландским ледником оставлен белым); *10* – протерозойский осадочный чехол; *11* – «ведущий край» палеозойских складчатых поясов: *12* – то же, мезозойско-кайнозойских складчатых поясов



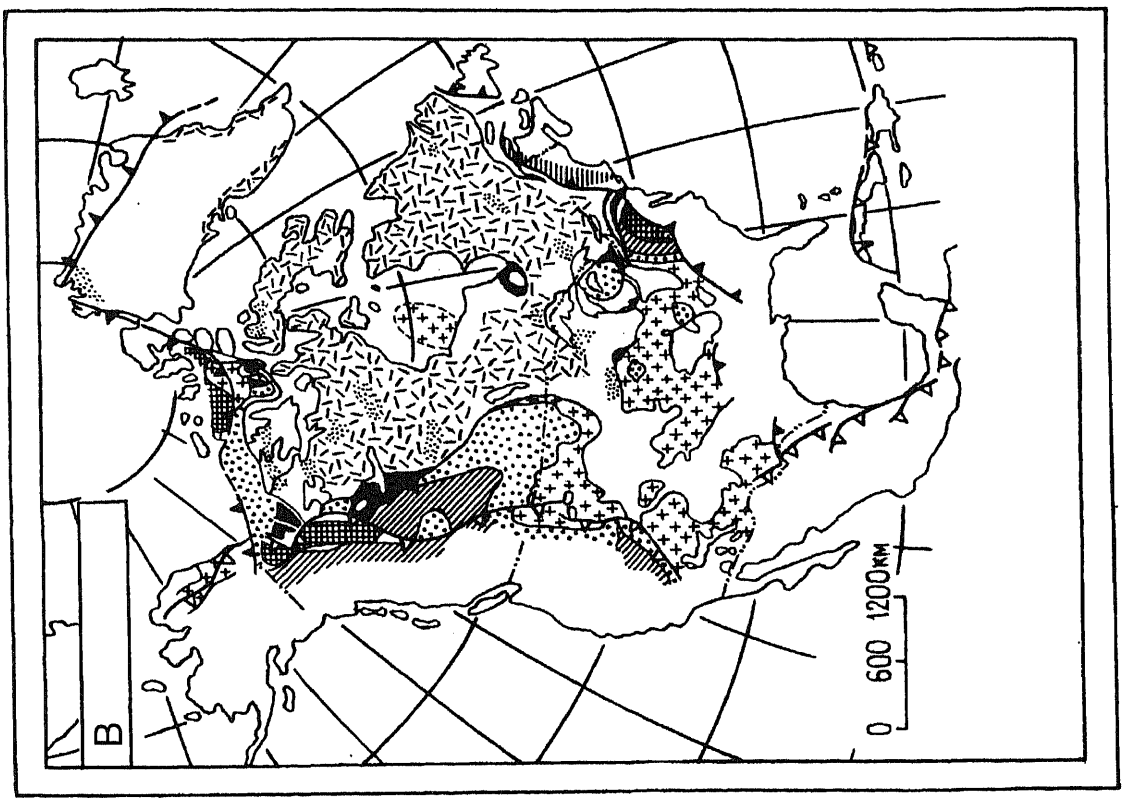
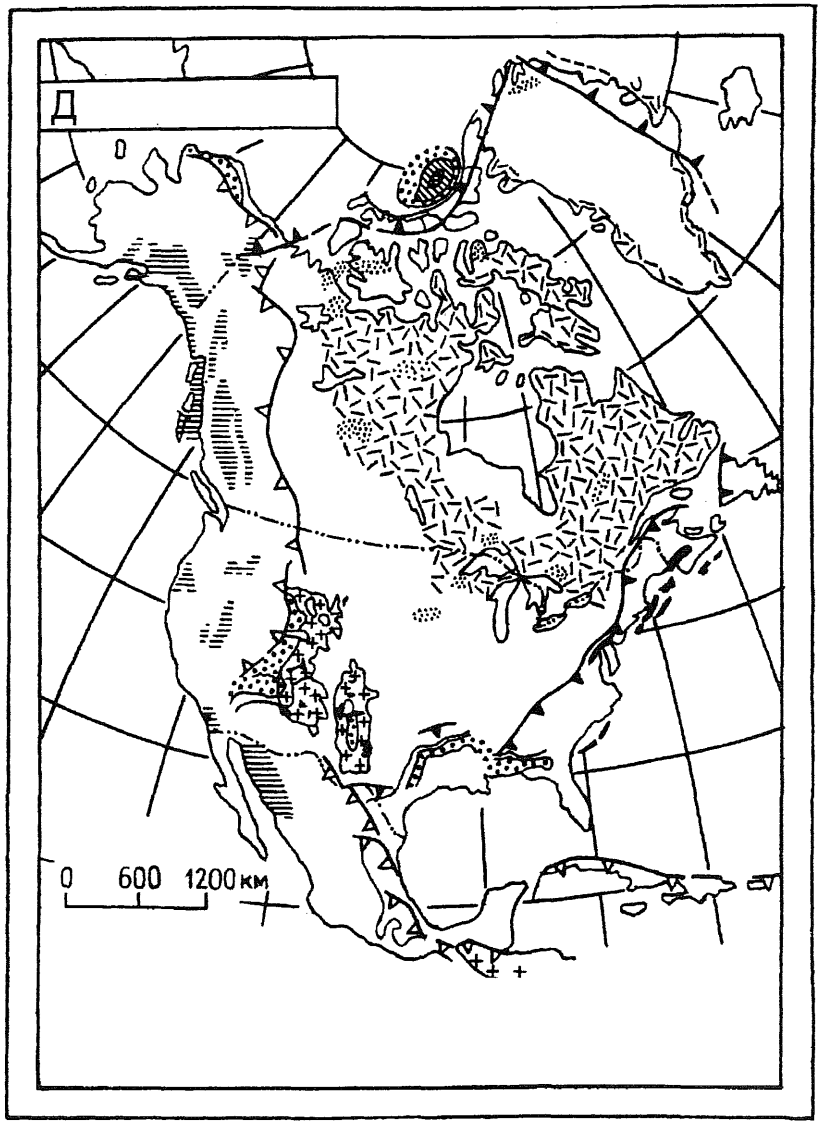


Рис. 2-29 (продолжение)



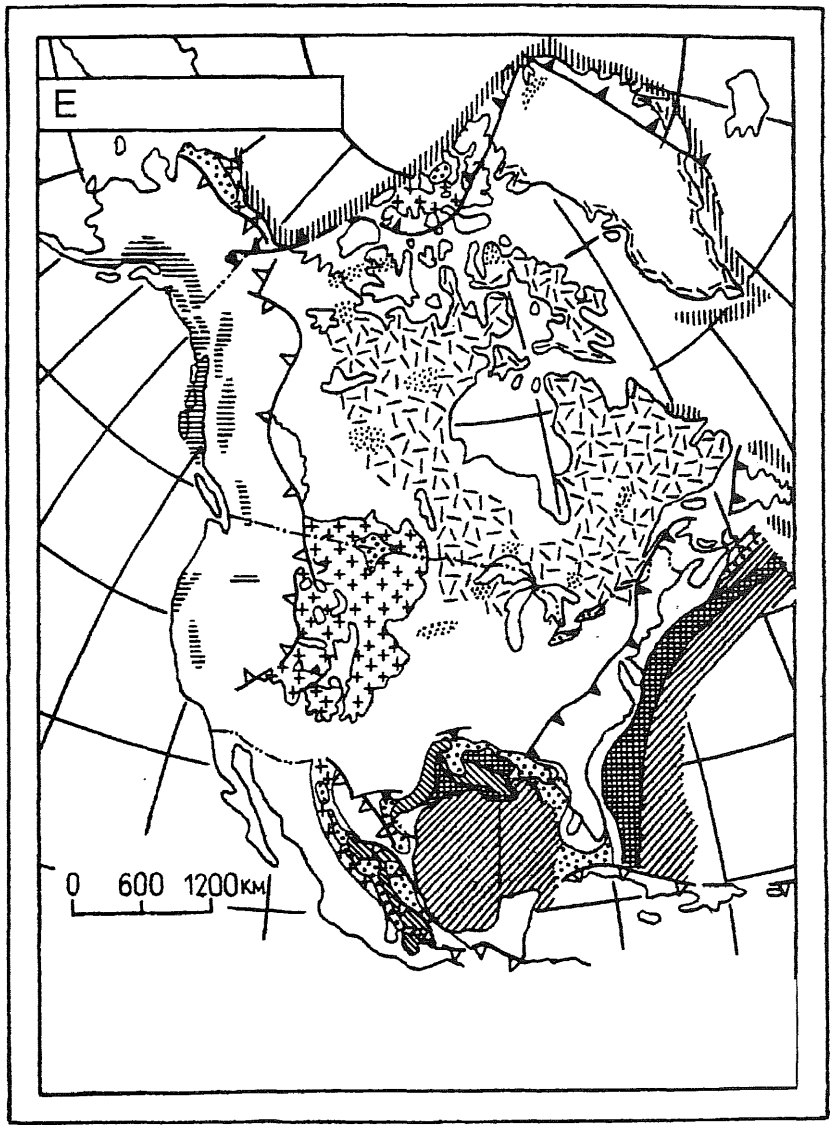
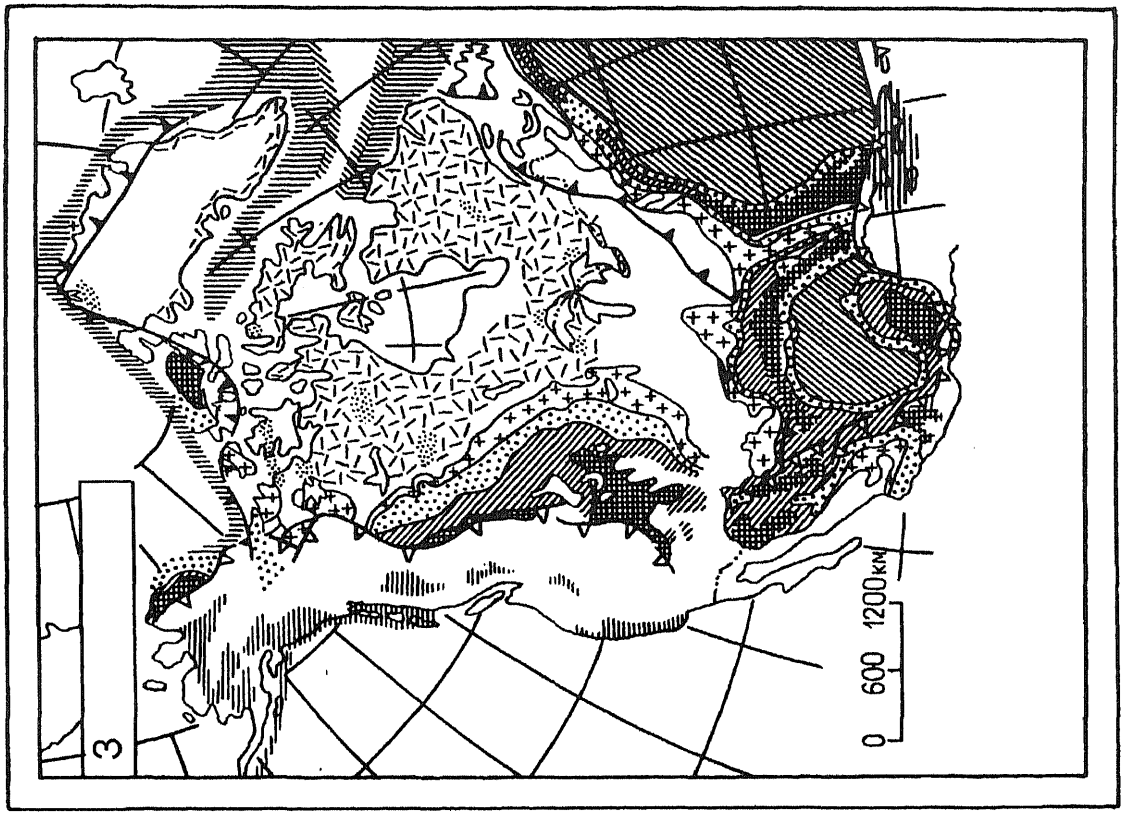


Рис. 2-29 (продолжение)



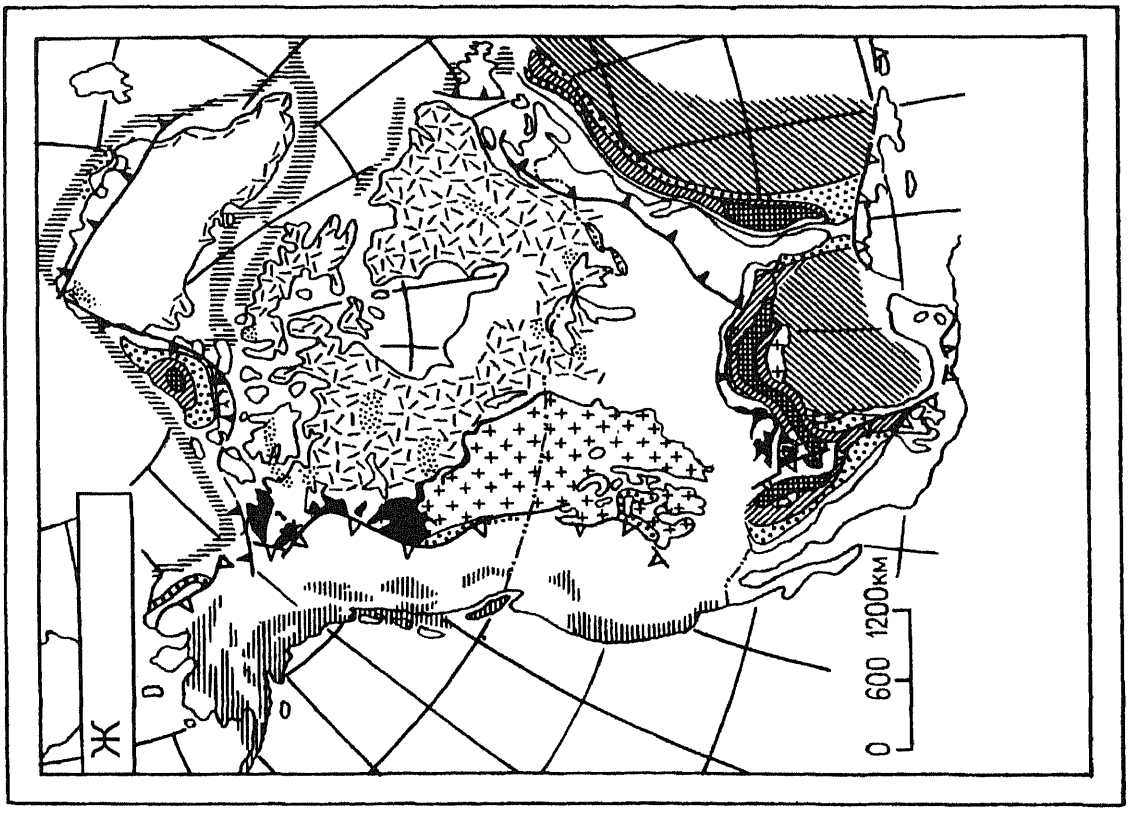


Рис. 2-29 (окончание)

чах, произошло первое столкновение островной дуги с континентом, сопровождаемое деформациями сжатия и даже внедрением гранитоидов (архипелаг Александра). В конце *ордовика*, в таконскую эпоху то же повторилось в Аппалачах, но уже в более крупном масштабе.

В *силуре–девоне* (см. рис.2-29Б, В) центральные районы платформы продолжали испытывать, кроме Трансконтинентального поднятия, спокойное погружение с обособлением отдельных впадин (бассейнов-синеклиз), временами обраставших по периферии рифовыми постройками, а в центре заполнявшихся эвапоритами. Но уже в позднем силуре – начале девона на востоке, а затем на севере Гренландии начались интенсивные деформации сжатия, сопровождавшиеся метаморфизмом и приведшие к становлению покровно-складчатой структуры Гренландских каледонид. К середине девона (см. рис.2-29В) эти процессы распространились на Ньюфаундленд и Северные Аппалачи, где получили название акадского орогенеза, а затем, в позднем девоне, на Иннуитскую систему – элсмирский орогенез. Акадский орогенез связывается со столкновением с Лаврентией микроконтинента Авалония, отколовшегося перед тем от Гондваны и имевшего своим фундаментом верхнепротерозойский складчатый комплекс, созданный кадомским–панафриканским орогенезом. Элсмирский же орогенез объясняется коллизией с Лаврентией микроконтинента Пирия – фрагмента Гипербореи и/или Сибири.

Несколько позже, в конце девона – начале *карбона* в Кордильерах США и Канады проявился антлерский орогенез, вероятно, продукт столкновения с континентом вулканической дуги, существовавшей на активной окраине Протопацифика. Все эти проявления сжатия были направлены в сторону Северо-Американской платформы и имели своим следствием образование тектонических покровов с амплитудой во многие десятки километров, надвинутых на окраины платформы. Лишь ее южная периферия не была этим непосредственно затронута. Но и здесь, в системе Уошито произошли знаменательные изменения – на смену глубоководным отложениям пришел флиш с олистостромами, а среди включений в последних – обломки пород с южной островной дуги или микроконтинента, начавших свое сближение с Лаврентией.

К началу позднего палеозоя (см. рис.2-29 Г) Иннуитская система с ее северогренландским продолжением, Восточно-Гренландские каледониды и Северные Аппалачи с Ньюфаундлендом нарастили Северо-Американский континент, а благодаря тому, что аналогичные процессы прошли в Северо-Западной Европе, Лаврентия сомкнулась с Балтикой, образовав Лавруссию. На территории с новообразованной континентальной корой начал проявляться рифтогенез, за которым последовало формирование осадочных бассейнов – самый крупный Свердрупский в Арктике, бассейны меньших размеров – в Северных Аппалачах.

Однако самым крупным событием позднего палеозоя явилось столкновение с Лаврентией Западной Гондваны – Африки и Южной Америки, приведшее к аллеганскому орогенезу в Южных Аппалачах и, несколько позднее, в Уошито-Маратоне и на их мексиканском продолжении и, в конечном счете, к образованию Пангеи, которому способствовало и закрытие Палеотетиса на западе Европы и северо-западе Африки.

Некоторым отголоском этих событий явилось образование на юго-западе Мидконтинента и в смежной части будущих Южных Скалистых гор мощной и сложной рифтовой системы общего западо-северо-западного простирания. Ее традиционно связывали с воздействием орогенеза в Уошито-Маратоне, но появились аргументы в пользу влияния субдукции коры Протопацифика под юго-западный край Лаврентии. На этом крае в конце перми – начале триаса проявился сономский орогенез с образованием новых надвигов в Неваде и смежных районах Кордильер.

На остальной площади платформы к середине карбона тоже произошли серьезные изменения (см. рис.2-29Г). На востоке Мидконтинента морское осадконакопление миссисипия сменилось в пенсильвании паралическим, с образованием угленосной формации, заполнявшей возникший в это время Предаппалачский прогиб. В *перми* произошло практически полное осушение платформы. Исключение составил обособившийся в эту эпоху в юго-западном углу платформы на основе рифта Делавер Западно-Техасский бассейн, ставший местом интенсивного соленакопления.

В позднем *триасе – ранней юре* (рис.2-29Д) в зоне Аппалачей и их южного продолжения широко проявился рифтинг, предвосхитивший начало спрединга в Центральной Атлантике и Мексиканском заливе в бате–келловее. На переходе от рифтинга к спредингу происходило мощное соленакопление, особенно в районе Мексиканского залива (см. рис.2-29Е). На западной, кордильерской активной окраине на всем протяжении от Аляски до Мексики в раннем мезозое продолжалось развитие системы энсиматических вулканических дуг. В конце *средней юры* началось их причленение к окраине континента (рис.2-30). Этот процесс ускорился в *конце юры – начале мела* (невадский–колумбийский орогенез). Он сопровождался метаморфизмом и гранитообразованием. Новый его импульс (севьерский) приходился на середину мела, когда большая часть террейнов уже примкнула к краю Северной Америки (см. рис.2-29Ж, З), причем некоторые из них проделали при этом огромный путь вдоль континентальной окраины, переместившись из тропических широт в периарктические (см. рис.2-29А–З). Сама окраина континента

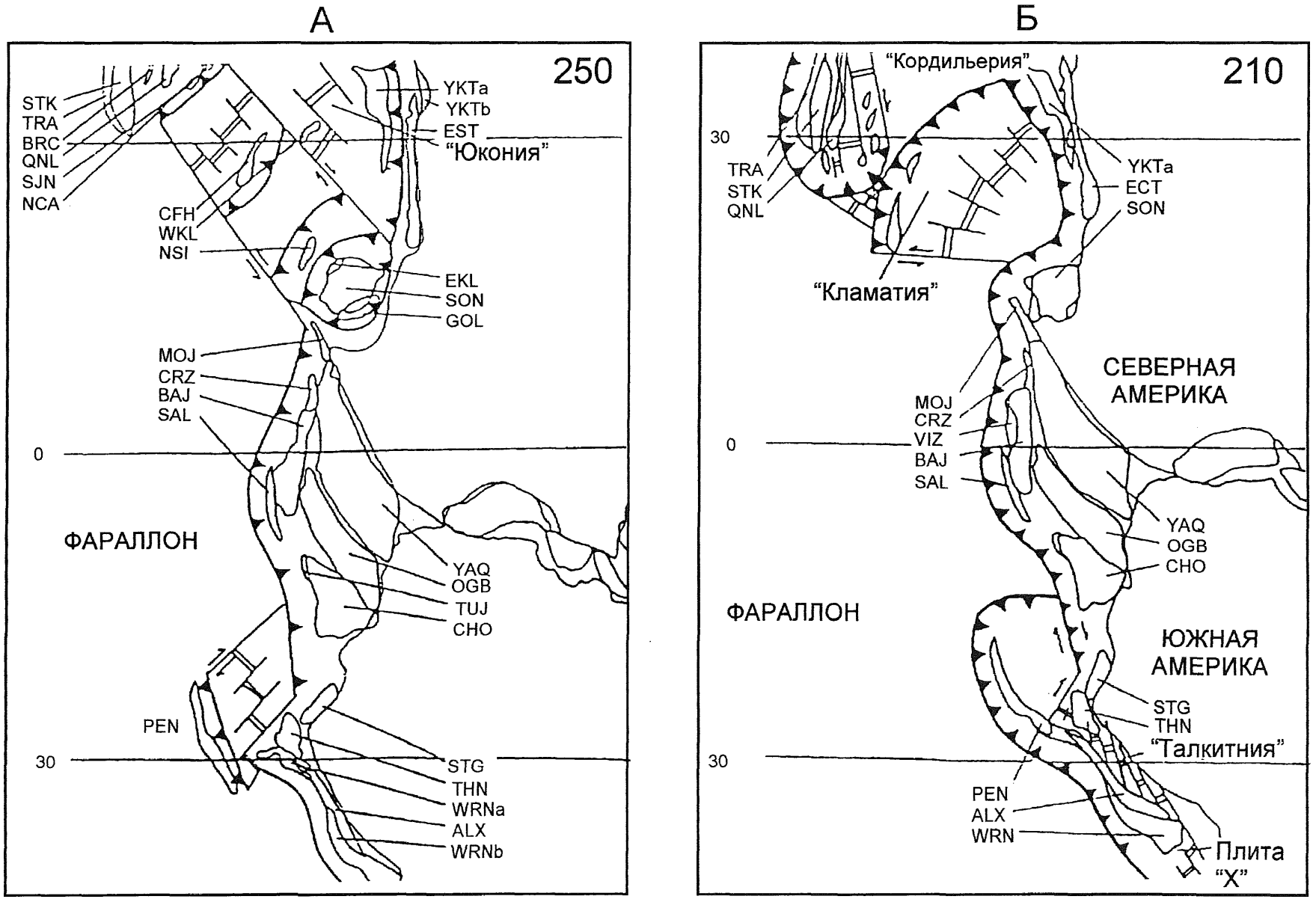


Рис. 2-30. Палинспастические реконструкции западной окраины Северной Америки (по К.Вилсону и др.)

А – на конец перми – начало триаса; Б – на конец триаса (норий–рэт); В – на плинсбах; Г – на байос; Д – на оксфорд; Е – на валанжин; Ж – на апт; З – на коньяк

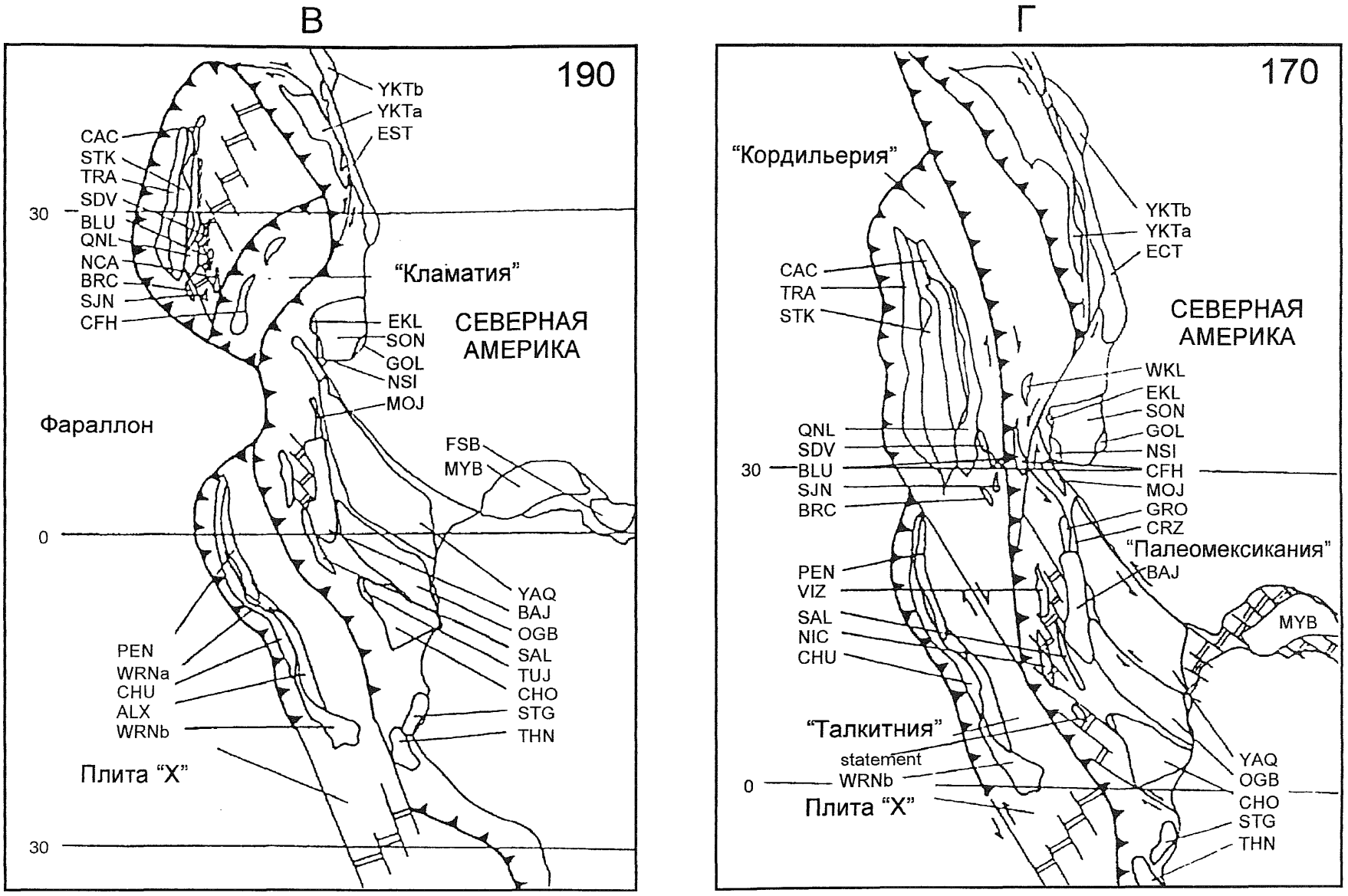


Рис. 2-30 (продолжение)

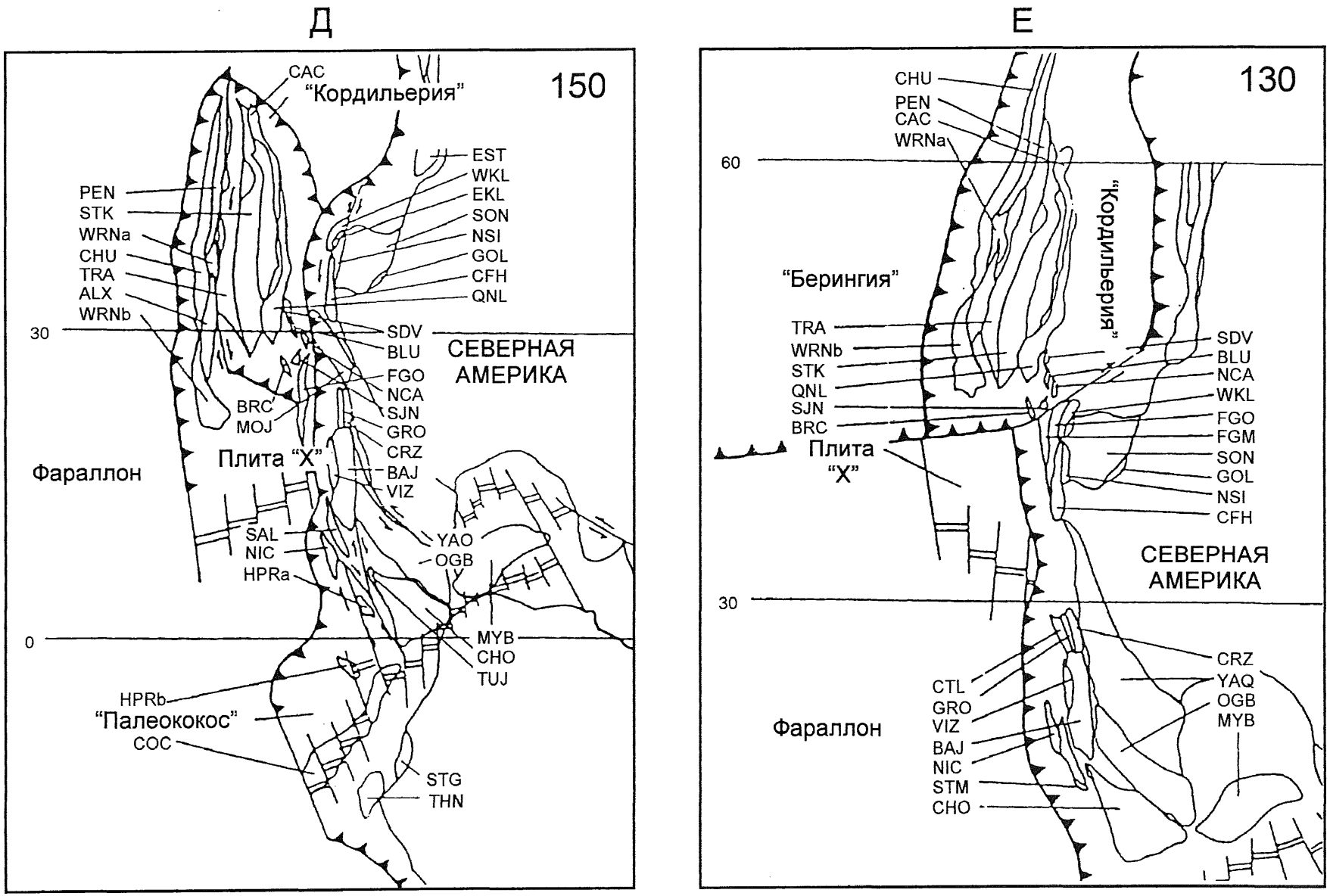


Рис. 2-30 (продолжение)

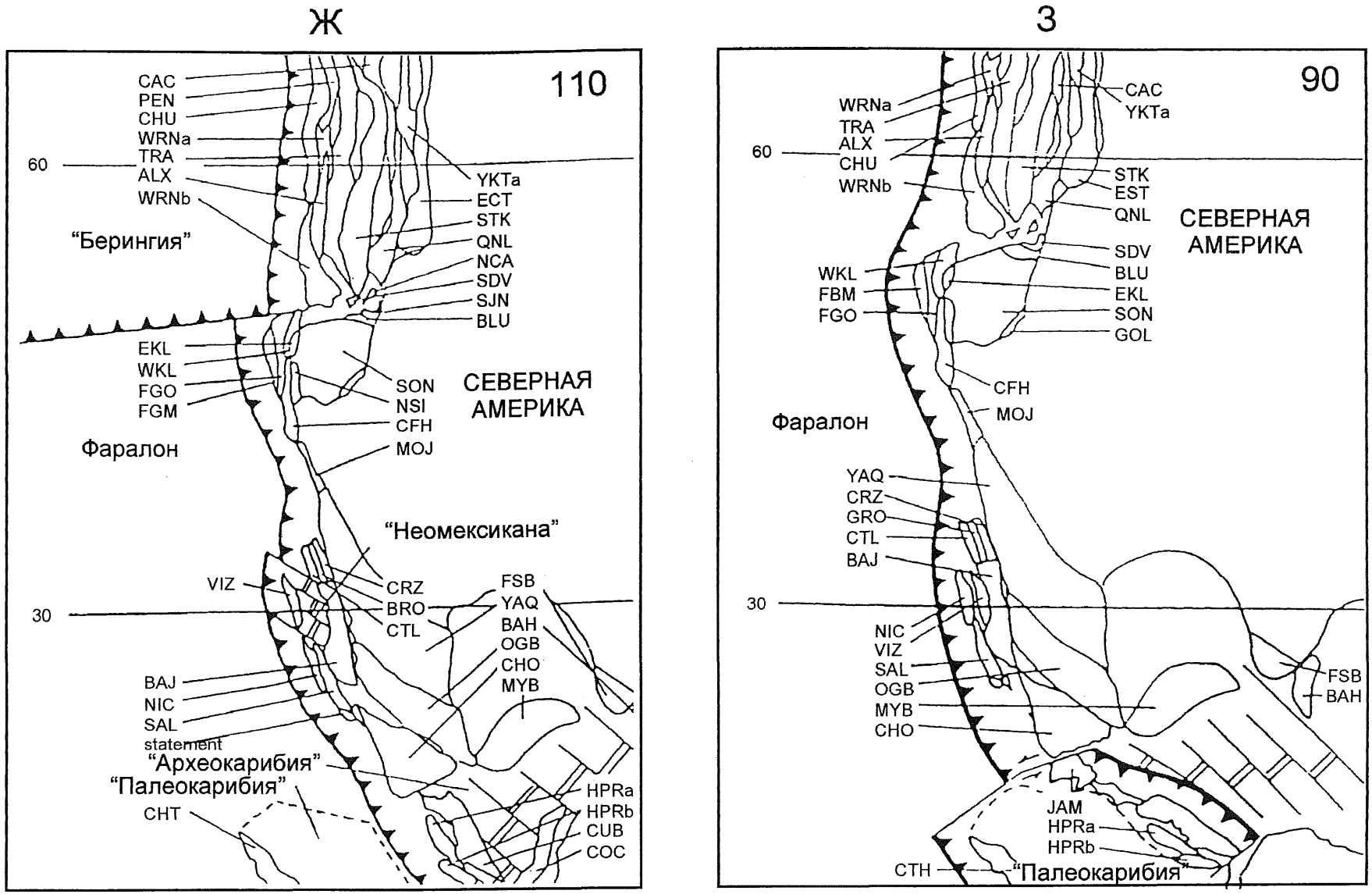


Рис. 2-30 (окончание)

приобрела характер, близкий к современному андскому и в ее пределах окончательно оформился огромный батолитовый пояс, протянувшийся от Аляски до Нижней Калифорнии. В середине мела началось надвигание к востоку Южных Скалистых гор, но основное значение в образовании их покровно-надвиговой структуры имел ларамийский орогенез конца мела – раннего палеогена, затронувший всю Внешнюю мегазону Кордильер, от Северной Аляски до Южной Мексики. Он распространился и на современные Южные Скалистые горы, до мела входившие в состав Северо-Американской платформы, а с середины мела в связи с севьерским орогенезом превратившиеся в передовой прогиб Кордильер. Теперь же перед расширившимися Кордильерами возникла новая система передовых прогибов, а магматизм местами «выплеснулся» даже на платформу. Расчленение северной зоны Галф-Коста на систему меридионально вытянутых пологих поднятий и прогибов также, по-видимому, связано с севьерским и особенно ларамийским орогенезом Кордильер.

Параллельно с причленением террейнов к краю континента шло их перемещение к северу вдоль этого края по системе правых сдвигов (Тинтина, Денали и др.). Амплитуда этого перемещения могла достигать, по палеомагнитным и палеонтологическим данным, 3000 км (террейны Врангелия и Александер).

Огромная впадина Мексиканского залива на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя продолжала заполняться осадками. Начиная с олигоцена сюда хлынул обломочный материал со Скалистых гор. Одновременно здесь шел рост соляных куполов. А на востоке материка происходило формирование современной пассивной окраины Атлантики, раскрытие которой последовательно продвигалось с юга на север – в середине раннего мела Ньюфаундленд отделился от Иберии, в конце мела – начале *палеоцена* Гренландия от Лабрадора, в палеоцене – от Скандинавии.

В середине *олигоцена* активная западная окраина континента на отрезке от мыса Мендосино до южного окончания Калифорнийского полуострова превратилась в трансформную окраину. Возник разлом Сан-Андреас и параллельные ему сдвиги. В *миоцене* над поглощенным отрезком Восточно-Тихоокеанского спредингового хребта образовалась полирифтовая система Большого Бассейна. К востоку от нее как единый блок поднялось плато Колорадо, а по его восточной периферии возник рифт Рио-Гранде. Тогда же начался рифтинг в Калифорнийском заливе, перешедший в спрединг в плиоцене. Между тем субдукция продолжалась вдоль побережий Орегона, Вашингтона и Британской Колумбии, а также на южной окраине Аляски. Она сопровождалась ростом аккреционных призм, развитием преддуговых бассейнов (Кук-Инлет на Аляске и др.), а в их тылу вулканических цепей Каскадных гор, хребта Врангеля и Аляскинского полуострова. А в еще более глубоком тылу зоны субдукции в миоцене разлились базальты плато Колумбия, а в плиоцене–квартере образовалась поперечная вулканическая зона Снейк-Ривер. В эоцене возникла Алеутско-Командорская вулканическая дуга с сопровождающим ее с юга желобом. Она отгородила от Тихого океана реликт плиты Кула, сохранившийся в Алеутской впадине Берингова моря.

Положение северного края Северо-Американского континента окончательно определилось еще в раннем мелу, когда произошло раскрытие Канадской котловины Северного Ледовитого океана и оформилась пассивная окраина Северной Аляски и Канадского Арктического архипелага. Северная же окраина Гренландии обозначилась значительно позднее, в эоцене, с раскрытием Евразийской котловины того же океана. Лишь немного раньше определилась трансформная граница Юкатана с Карибской плитой. Таким образом, формирование современных контуров Северной Америки и Гренландии завершилось в олигоцене, около 30 млн лет назад.

Литература

Парфенов Л.М., Ноклюберг У.Дж., Монгер Дж.У.Х. и др. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера Тихоокеанского обрамления // Геол. и геофиз., 1999. т.40, №11, с.1563-1574

Belasky P., Runnegar B. Permian longitudes of Wrangellia, Stikinia and Eastern Klamath terranes based on coral biogeography // Geology, 1994, v.22, №12, p.1095-1098

Bohannon A.G., Parsons T. Tectonic implications of post-30 Ma Pacific and North America plate motions // GSA Bull., 1995, v.107, №8, p.937-959

Cannon W.F. Closing of the Midcontinent rift – A far-field effect of Grenville compression // Geology, 1994, v.22, №2, p.155-158

Cole F., Bird K.J., Toro J. et al. An integrated model for the tectonic development of the Frontal Brooks Range and Colville Basin 250 km west of the Trans-Alaska crustal transect // J. Geoph. Res., 1997, v.102, №B9, p.20685-20708

Cook F.A., Varsek J.L., Clark E.A. Proterozoic craton to basin transition in western Canada and its influence on the evolution of the Cordillera // Can. J. Earth Sci., 1991, v.28, p.1148-1158

Dickas A.B., Mudrey M.G.Jr, Ojakangas R.W., Share D.L. A possible southeastern extension of the Midcontinent rift system located in Ohio// Tectonics, 1992, v.11, №6, p.1406-1414

Dixon T.H., Robaudo S., Lee J., Reheis M.C. Constraints on present-day Basin and Range deformation from space geodesy // Tectonics, 1995, v.14, p.755-772

Down J.C. Branched sheeted dikes and seafloor spreading within an Early Proterozoic intra-arc basin // J. Geoph. Res., 1997, v.102, №B 11, p.24917-24929

Faill R. A geological history of the North-Central Appalachians. Part 1. Orogenesis from the Mezoproterozoic through the Taconic orogeniy // Am. J. Ser., 1997, v.297, p. 551-619.

Faill R. A geological history of the North-Central Appalachians. Part 2. The Appalachian basin from the Silurian through the Carboniferous // Am. J. Sci., 1997, v.297, p. 729-761.

Faill R. A geological history of the North-Central Appalachians. Part 3. The Alleghany orogeny // Am, J. Sci., 1998, v.298, p 130-179.

Ferri F. Nina Creek group and Lay Range assemblage, north-central British Columbia: remnants of late Paleozoic oceanic and arc terranes // Can. J. Earth Sci., 1997, v.34, p.854-874

Frazier W.J., Schwimmer D.R. Regional stratigraphy of North America. N.Y. a. L., Plenum Press, 1987, 719 p.

Freydich C., Lapierre H., Brigueu L. et al. Volcaniclastic sequences with continental affinities within the Late Jurassic – Early Cretaceous Guerrero intraoceanic arc terrane (Western Mexico) // J. Geol., 1997, v.105, p.483-502

Frost C.D., Frost B.R., Chamberlain K.R., Hulscbosch T.P. The Late Archean history of the Wyoming province as recorded by granitic magmatism in the Wind River Range Wyoming // Precambr. Res., 1998, v.89, p.145-173

Geology of North America. An overview // Geological Society of America. A.W. Bally, A.R.Palmer – eds. 1989, v. A.

Gower C.F., Tucker R.D. Distribution of pre- 1400 Ma crust in the Grenville province: Implications for rifting in the Laurentia-Baltica during geon 14 // Geology, 1994, v.22, №9, p.827-830

Hildebrand R.S., Easton R.M. An 1161 Ma suture in the Frontenac terrane, Ontario segment of the Grenville orogen // Geology, 1995, v.23, №10, p.917-920

Holm D.K., Kimberly S.D., Lux D.R. Evidence for widespread ~1760 Ma metamorphism and rapid crustal stabilization of the Early Proterozoic (1870–1820 MA) Penokean Orogen, Minnesota // Am. J. Sci., 1998, v.298, №1, p.60-81

James D.T., Connelly J.N., Wasteneys H.A., Kilfoil G.J. Paleoproterozoic lithotectonic division of the Southeastern Churchill province, western Labrador // Can. J. Earth. Sci., 1996, v.33, p.216-230

Krogh T.E. Precise U-Pb ages for Grenville and pre-Grenvillian thrusting of Proterozoic and Archean metamorphic assemblages in the Grenville front tectonic zone, Canada // Tectonics, 1994, v.13, №4 , p.963-982.

Long H.R., Barros J.A., Cuno E.C. et al. Terrane deletion in northern Guerrero state // Geof. Int., 1996, v.35, №4, p.349-359

Louden K.E., Fan J. Crustal structures of Grenville Makkovik, and southern Nain provinces along the Lithoprobe ECSOOT transect: regional seismic refraction and gravity models and their tectonic implications // Can. J. Earth Sci., 1998, v.35, p.583-601

Lucas S.B., St-Onge M.R., Parrish R.R., Dumphy J.M. Long-lived continent-ocean interaction in the Early Proterozoic Ungava Orogen, northwestern Quebec, Canada // Geology, 1997, v.20, №2, p.113-116

Martignole J., Friedman R. Geochronological constraints on the last stages of terrane assembly in the central part of the Grenville province// Precambr. Res., 1998, v.92, p.145-164

Mc Bride B.C. The evolution of allochtonous salt along a megaregional profile across the Northern Gulf of Mexico Basin / AAPG Bull., 1998, v.82, №5B, p.1037-1054

Mc Lelland J., Daly J.S., Mc Lelland J.M. The Grenville orogenic cycle (ca 1350–1000 Ma: an Adirondack perspective) // Tectonophys., 1996, v.365, p.1-28

Meyer M.T., Bickford M.E., Lewry J.F. The Wathaman batholith: An Early Proterozoic arc in the Trans-Hudson orogenic belt, Canada // GSA Bull., 1992, v.104, №9, p.1073-1085

Moser D.E., Heaman L.M. Proterozoic zircon growth in Archean lower crustal xenoliths, southern Superior craton – a consequence of Matachewan ocean opening // Contrib. Mineral. Petrol., 1997, v.128, p.164-175

Nyman M.W. , Karlstrom K.E., Kirby E., Graubord C.M. Mesoproterozoic contractional orogeny in western North America: Evidence from ca 1,49 Ga plutons // Geology, 1994, v.22, №10, p.901-904

Orogenesis from the Mesoproterozoic through the Taconic orogeny // Am. J. Sci., 1997, v.297, №6, p.551-619

Roback R.C. Characterization and tectonic evolution of a Mesoproterozoic island arc in the southern Grenville orogen, Llano uplift, central Texas // Tectonophys., 1996, v.265, p.29-52

Romer R.L., Scharer U., Wardle R.J., Wilton D.H.C. U-Pb ages of the Seal Lake Group, Labrador: relationship to Mesoproterozoic extension-related magmatism of Laurasia // Can. J. Earth Sci., 1995, v.32, p.1401-1410

Scott D.J., Bickle M.J. Purtuniq ophiolite Cape Smith belt, northern Quebec, Canada: a reconstructed section of Early Proterozoic oceanic crust // Geology, 1975, v.20, p.173-176

Symons T.A. Paleomagnetism of the Proterozoic Wathaman batholith and the suturing of the Trans-Hudson orogen in Saskatchewan // Can. J. Earth Sci., 1991, v.28, p.1931-1938

Trudgill B.D., Rowan M.G., Fiduk C. et al. The Perdido fold belt, northwestern deep Gulf of Mexico. Part 1. Struc-

tural geometry, evolution and regional implications // AAPG Bull., 1999, v.83, №1, p.88-113

Welmer P., Rowan M.C., Mc Bride B.C., Kligfield R. Evaluating the petroleum systems of the northern deep Gulf of Mexico through integrated basin analysis: an overview // AAPG Bull., 1998, v.82, №B5, p.865-877

Wilson K.M., Hay W.W., Wold C.M. Mesozoic evolution of exotic terranes and marginal seas, Western North America // Mar. Geol., 1991, v.102, p.311-361.

Wissinger E.S., Levander A., Christenssen N. Seismic images of crustal duplexing and continental subduction in the Brooks Range // J. Geoph. Res., 1997, v.102, №B9, p.20847-20871

Ye H., Royden L., Burchfield C., Schuepbach M. Late Paleozoic deformation of Interior North America: the Great Ancestral Rocky Mountains // AAPG Bull., 1996, v.80, №9, p.1397-1432

Глава 3
АНТИЛЬСКО-КАРИБСКАЯ ОБЛАСТЬ

Этот регион располагается между континентами Северной и Южной Америки и большая его часть составляет в настоящее время самостоятельную малую Карибскую литосферную плиту, вытянутую на 3000 км в широтном направлении, а в долготном имеющую ширину порядка 1000 км. Современная северная граница плиты является в основном левосдвиговой и проходит вдоль зоны разломов Полочик-Мотагуа в Гватемале, вершину Гондурасского залива Карибского моря, глубоководный желоб Кайман и желоб Пуэрто-Рико. Затем она поворачивает к югу и простирается вдоль наклонной к западу зоны субдукции, окаймляющей архипелаг Малых Антилл, достигая на юге о-ва Тринидад. Отсюда она поворачивает к западу и снова с широтным простиранием продолжается через северную окраину Южной Америки, теперь уже в качестве зоны правых сдвигов Ока-Эль-Пилар, достигающей на западе основания Панамского перешейка. Юго-западная граница Карибской плиты совпадает с осью Центрально-Американского желоба. Помимо очерченной таким образом площади Карибской плиты, рассматриваемый регион включает о-в Кубу, Юкатанскую глубоководную впадину с корой океанского типа и подводный хребет Кайман с одноименными островами, отделяющий Юкатанскую впадину от желоба Кайман (рис.3-1). Эти структурные элементы первоначально, до эоцена, входили в состав Карибской плиты (кроме северного побережья и шельфа Кубы), а затем выделились в самостоятельные микроплиты и примкнули к Северо-Американской плите.

В геоморфологическом и структурном отношении регион включает: 1) Антильскую островную дугу, состоящую из трех звеньев: Большие Антиллы с Виргинскими о-вами, Малые Антиллы и Южные, Подветренные Антиллы; 2) Центрально-Американский перешеек; 3) Карибский бассейн, состоящий из трех главных впадин: Юкатанской, Колумбийской и Венесуэльской с разделяющими их, соответственно, хребтом и желобом Кайман, Никарагуанским, также подводным поднятием и подводным хребтом Беата. Все три впадины подстилаются океанской корой, которая в Юкатанской впадине имеет раннепалеогеновый возраст, в Колумбийской и Венесуэльской впадинах – позднеюрско(?)-раннемеловой, в желобе Кайман – эоценовый. Рассмотрим эти структурные элементы по отдельности.

3.1. Большие Антиллы

Этот сегмент Антильской дуги имеет близширотное простирание и состоит из четырех больших островов: Куба, Гаити (Испаньола), Пуэрто-Рико и смещенный относительно Кубы и Гаити к югу и находящийся по южную сторону желоба Кайман о. Ямайка. К данному сегменту принадлежат и Виргинские острова, лежащие между о-вом Пуэрто-Рико и Малыми Антиллами.

Куба самый крупный остров Больших Антилл, и здесь наиболее полно раскрывается их структура и история. Узкая полоса северного побережья Кубы и ее шельф принадлежат южной окраине карбонатной позднемезозойской Флоридско-Багамской платформы. Она сложена мощными верхнемезозойскими шельфовыми карбонатами и их более глубоководными эквивалентами и тектонически перекрыта надвинутым с юга пакетом покровов, включающих юрские–неокомские офиолиты, меловые островодужные вулканиты, офиолитокластовые олистостромы кампан-палеоценового и эоценового возраста. В Центральной Кубе островодужные вулканиты слагают, вероятно, вместе с подстилающими офиолитами крупную синформу, из-под которой южнее в виде окаймленного купола Эскамбрай выступают метаморфиты сиалического происхождения в ядре и симатического – в оболочке (рис.3-2). Аналогичный купол представляет о. Хувентуд (Пинос) к югу от Западной Кубы. В самой же Западной Кубе в виде самостоятельных аллохтонов распространены

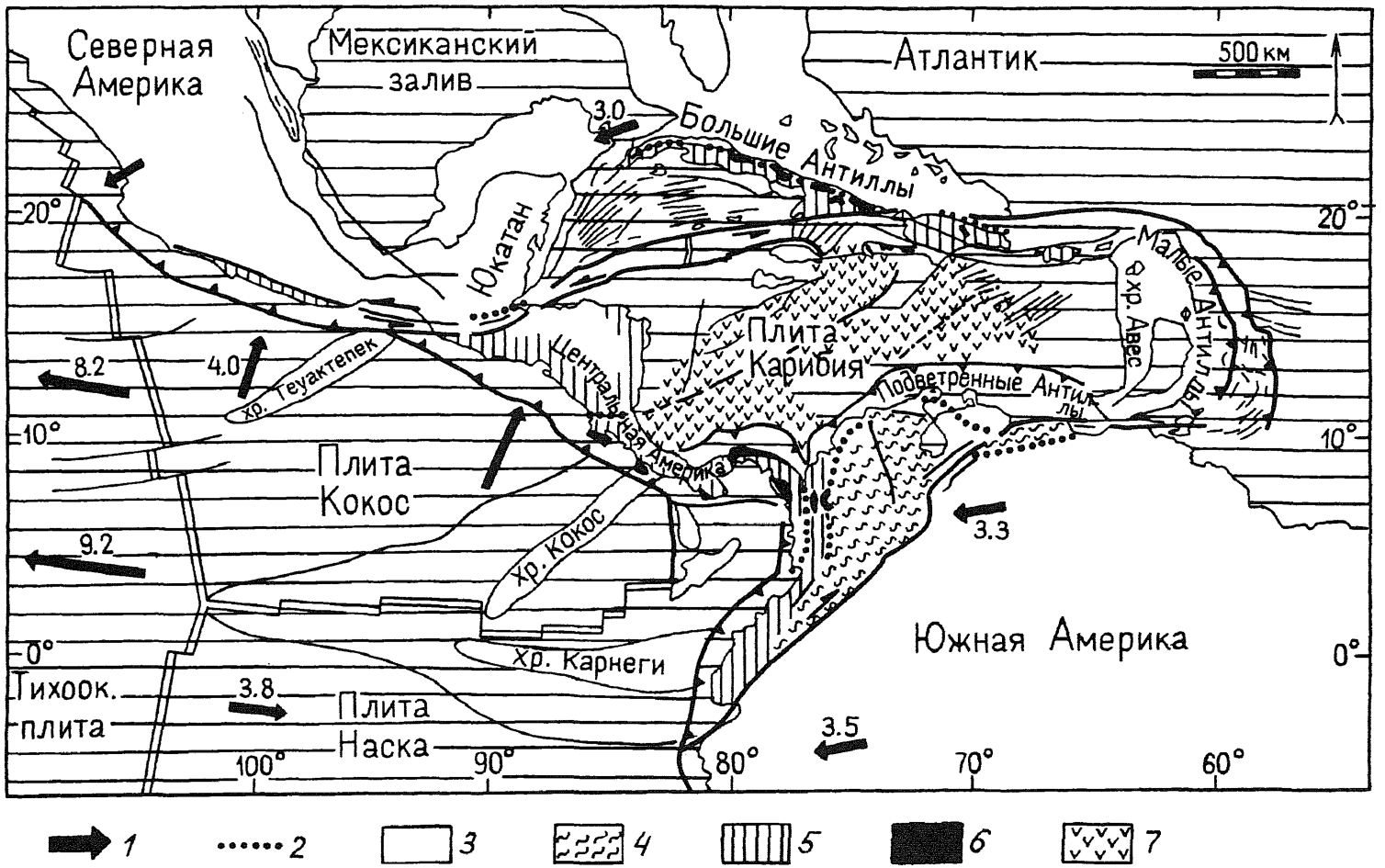


Рис. 3-1. Тектоническая схема Карибской плиты и ее обрамления (по М.Мешеде и В.Фришу)

1 - абсолютные движения плит (см/г); *2* – сутурные зоны; *3* – домезозойский континентальный фундамент; *4* – деформации в течение мезозоя–кайнозоя; *5* – мезозойско-кайнозойское корообразование; *6* – офиолитовые породы; *7* – утолщенная карибская океанская кора

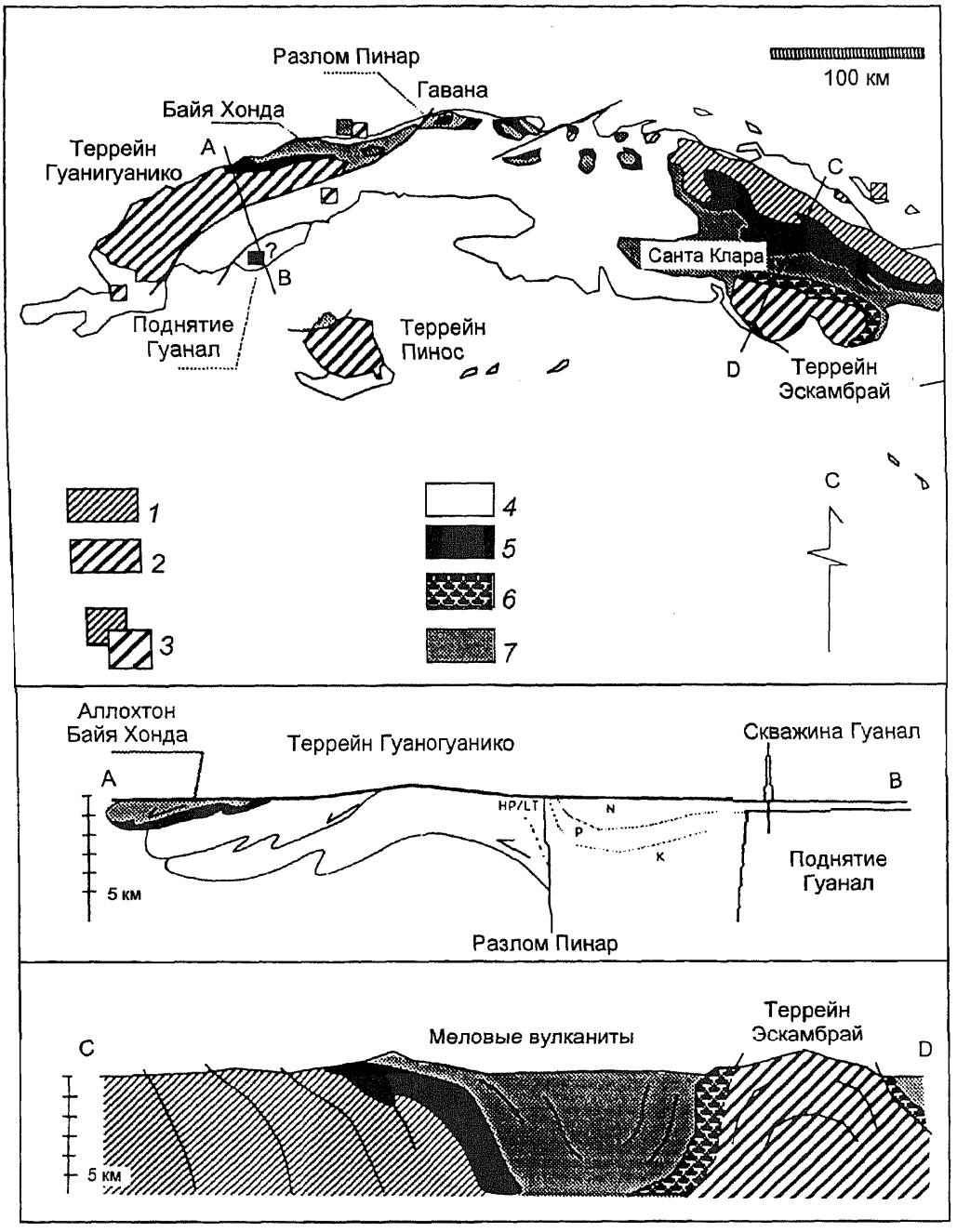


Рис. 3-2. Геологическая интерпретация Западной и Центральной Кубы (по М.А.Итурральде-Виненту)

1 – Багамская платформа; *2* – юго-западные террейны; *3* – породы, обнаруженные в глубоких скважинах; *4* – третичные отложения; *5* – северные офиолиты; *6* – офиолиты Мабухина; *7* – меловые вулканиты

обломочные толщи нижне- и среднеюрского возраста и карбонатные шельфовые – верхнеюрского и мелового, являющиеся неметаморфизованными или слабо метаморфизованными аналогами сиалических метаморфитов Эскамбрая и Пиноса. Все они, очевидно, принадлежат террейну южного происхождения, сомкнувшемуся с краем Багамско-Флоридской карбонатной платформы в эоцене. Офиолитовые покровы перекрывают эти образования и, следовательно, имеют еще более южное происхождение.

Хребет Сьерра-Маэстра на крайнем востоке Кубы по своей ориентировке, структуре, возрасту слагающих

образований – раннепалеогеновые, до среднего эоцена включительно, островодужные, в основном андезитовые вулканиты – совершенно чужд остальной структуре острова и составляет, очевидно, вполне самостоятельный террейн, вошедший в состав Кубы в позднем эоцене. Но он образует прямое восточное продолжение позднесенонской–раннепалеогеновой вулканической дуги о-вов Кайман, ограничивающей с юга Юкатанскую впадину глубиной до 4650 м с корой океанского типа. Раскрытие Юкатанской впадины было сопряжено со становлением покровной структуры Западной и Центральной Кубы, которое произошло в две главных фазы ларамийского орогенеза – в кампане и позднем эоцене.

С юга вулканическая дуга Кайман-Сьерра-Маэстра ограничена зоной крупного широтного трансформного разлома, который одновременно служит северным ограничением наиболее примечательной структуры региона – *желоба Кайман*. Этот желоб протяженностью в 1600 км, шириной более 100 км и глубиной до 7 км простирается от побережья Белиза на западе до района между Кубой, Ямайкой и Гаити на востоке. Его южным ограничением служит менее четко выраженная, чем на севере, зона трансформного разлома. Посредине желоба установлена поперечная к его простиранию короткая ось спрединга, функционировавшая, судя по сопровождающим ее магнитным аномалиям, в среднем эоцене. Но океанская кора, притом аномально тонкая, распространена лишь непосредственно по обе стороны от оси спрединга и к западу и востоку замещается утоненной континентальной. Южное ограничение трога Кайман составляет на западе Никарагуанское подводное поднятие, а на востоке – о-в Ямайка. *Никарагуанское поднятие* представляет карбонатную платформу палеоцен-миоценового возраста, перекрывающую верхнемеловые островодужные вулканиты.

Остров Ямайка так же сложен в основном меловыми островодужными вулканитами баррем-кампанского возраста, несогласно перекрытыми относительно спокойно залегающими известняками среднего эоцена – среднего миоцена. Довольно сложная современная структура острова оформилась в основном начиная с позднего миоцена в результате сочетания сдвиговых деформаций и сжатия. Вызванные ими дислокации широтной ориентировки несогласно наложились на блоковую ларамийскую структуру и вызвали не только латеральное смещение, но и надвигание одних блоков на другие.

Остров Гаити (Испаньола) второй по величине остров Больших Антилл, лежит на восточном продолжении Кубы – своей большей частью – и Ямайки – своей юго-западной частью, и обладает сложной структурой, отраженной в его расчлененном рельефе. От Кубы он отделен продолжением трансформного разлома Ориенте, являющегося, как отмечалось, северным ограничением желоба Кайман. На северо-востоке о-в Гаити ограничен западным окончанием другого глубоководного желоба – Пуэрто-Рико, сочетающего черты трансформного и сопряженного с островной дугой. На юго-востоке остров окаймлен еще одним желобом – Муэртес, общим с соседним островом Пуэрто-Рико, менее глубоким, чем два предыдущих, и принадлежащим к северному краю Венесуэльской котловины Карибского моря. На юго-западе к острову примыкают окончание Никарагуанского подводного поднятия и Колумбийская котловина, а от центра южного побережья острова отходит меридиональный подводный хребет Беата, разделяющий две главных котловины Карибского моря.

Современная морфоструктура Гаити представлена поднятиями-кордильерами, разделенными межгорными прогибами, выполненными позднекайнозойскими молассами. Поднятия сложены меловыми и палеогеновыми образованиями. Первые в южной части острова имеют «океанский» характер и близки по составу коре прилегающих котловин Карибского моря, а в средней и северной части острова они относятся к островодужному типу, подобно Кубе и Ямайке. Образования палеогена и миоцена на юге залегают согласно на меловых и имеют карбонатный состав, а на остальной площади острова породы палеогена залегают несогласно, и новое несогласие наблюдается в основании верхнего эоцена, т.е. здесь имели место те же фазы деформаций, что и на Кубе. Кроме того, подобно восточной Кубе, в палеоцене – раннем и среднем эоцене известны проявления вулканизма и интрузивного магматизма, а в верхнем эоцене местами развиты мощные олистостромы. Проявились на Гаити, как и на Ямайке, и позднемиоценовые деформации, здесь также сопровождаемые олистостромами. Структура острова, еще не вполне расшифрованная, отличается большой сложностью и развитием шарьяжных перекрытий разной(?) вергентности. В центральной части острова протягивается пояс офиолитового меланжа с участием метаморфитов амфиболитовой фации, а на севере – пояс серпентинитов, глаукофановых сланцев и эклогитов, т.е. здесь налицо присутствие парных метаморфических поясов, свидетельствующих о субдукции с севера, со стороны желоба Пуэрто-Рико. А с юго-востока, вдоль желоба Муэртес, под остров пододвигается кора Венесуэльской котловины.

Остров Пуэрто-Рико – крайний к востоку и наименьший в цепи Больших Антилл ограничен с севера одноименным желобом, а с юга – продолжением желоба Муэртес. Центральная, большая часть острова сложена верхнемезозойскими и нижнепалеогеновыми образованиями и имеет блоковую структуру; блоки раз-

граничены сбросо-сдвигами и сдвиго-надвигами преимущественно северо-западной – юго-восточной ориентировки. Вдоль северного и южного побережий острова простираются слабодеформированные олигоцен-четвертичные карбонатные отложения, резко несогласно перекрывающие более древние образования. Среди последних различаются, во-первых, офиолиты титон-неокомского возраста, во-вторых, островодужные вулканогенно-осадочные образования апт-маастрихтского возраста и, в третьих, сходные раннепалеогеновые образования, те и другие прорванные плутонами гранодиоритов, кварцевых диоритов, диоритов.

Итак, острова Больших Антилл характеризуются рядом общих черт строения и развития. Это присутствие офиолитов позднеюрского–неокомского возраста, надстроенных островодужными вулканитами и осадками баррема–кампана, появление в кампане олистостром в связи с внутрисенонскими деформациями, первые интрузии гранитоидов того же возраста, вторая фаза деформаций, гранитизации и метаморфизма перед палеоценом, новые проявления островодужного вулканизма (кроме Центральной и Западной Кубы) в палеоцене, раннем и среднем эоцене, третья фаза деформаций в позднем эоцене, относительное спокойствие с накоплением карбонатов в олигонене–миоцене и новые деформации в позднем миоцене (кроме Кубы), местами продолжающиеся до квартера включительно и, наконец, развитие метаморфитов высокого давления, включая эклогиты, средне- и позднемелового возраста. При этом Центральная и Западная Куба по особенностям строения и развития (присутствию комплексов континентального происхождения, отсутствию проявлений послемелового магматизма) заметно отличается от всего остального северного звена Антильской дуги.

Северное звено Антильской дуги заканчивается расположенным к востоку от Пуэрто-Рико архипелагом небольших Виргинских о-вов. На этих островах выступают те же комплексы отложений, что и на Пуэрто-Рико – доальбские офиолиты (или раннеостроводужные образования), среднемеловые островодужные вулканиты, обломочные отложения сенона – раннего палеогена и, наконец, горизонтально перекрывающие их известняки олигоцена–миоцена.

Пролив Анегада, с которым, очевидно, совпадает поперечный разлом северо-восточного простирания, отделяет Большие Антиллы от Малых, составляющих центральное звено Антильской дуги.

3.2. Малые Антиллы

Малые Антиллы представляют наиболее восточное, замыкающее звено Антильской дуги, отделяющее Карибский бассейн от Атлантического океана. Они образуют полого выпуклую в сторону Атлантики дугу, на юге примыкающую к Южно-Американскому материку. Северная часть Малых Антилл окаймляется со стороны океана юго-восточным продолжением желоба Пуэрто-Рико; дальше к югу продолжение этого желоба не выражено в подводном рельефе, ибо здесь он засыпан осадками, поступавшими главным образом с Южно-Американского континента, со стороны дельты р. Ориноко. Но продолжение желоба следится по связанной с ним крупной отрицательной гравианомалии, которая прослеживается на юг до о-ва Тобаго. На этой оси находится *о-в Барбадос*, представляющий собой надводный выступ внешней, невулканической дуги, образовавшейся над аккреционной призмой зоны субдукции атлантической коры под Малые Антиллы. Ее фронт здесь отступает далеко к востоку, на 300 км от Барбадоса, а в тылу невулканической дуги, отделяя ее от южной части Малых Антилл, располагается *впадина Тобаго* – типичный преддуговой прогиб.

Сама дуга Малых Антилл имеет различное строение в своей северной и южной частях. Общей для них является основная вулканическая гряда, на которой располагаются вулканические аппараты – стратовулканы, функционировавшие с раннего миоцена и частично активные и в современную эпоху. К ним относится и печально знаменитый своим извержением 1902 года вулкан Мон-Пеле на о-ве Мартиника. Этот молодой вулканизм наложен на более древний, эоцен-раннеолигоценовый.

В северной части архипелага к востоку от вулканической дуги простирается параллельная ей дуга Известняковых Антилл, состоящая из островов, перекрытых карбонатами верхнего эоцена-миоцена, почти недеформированными. Из-под них обнажаются смятые, местами даже слабо метаморфизованные вулканиты эоценового возраста, прорванные кварцевыми диоритами и гранодиоритами. На о-ве Дезирада обнажается еще более древний, мезозойский, метаморфизованный в эпидот-амфиболитовой фации субстрат. Он включает верхнеюрские кислые вулканиты и готерив-барремские вулканиты островодужного типа. Довольно очевидно, что этот комплекс сходен с образованиями, широко распространенными в пределах Больших Антилл. В районе банки Саба драгированы и верхнемеловые островодужные вулканиты.

Аналогичный по возрасту и составу вулкано-плутонический комплекс слагает к западу от Малых Антилл подводный *хребет Авес*, увенчанный крохотным островом, давшим ему свое название. Хребет представляет собой слабо выпуклую к востоку дугу, повторяющую изгиб Малых Антилл, а на юге смыкающуюся с Подветренными Венесуэльскими Антиллами (см. ниже). Между хребтом Авес и последними находится

впадина Гренада шириной до 140 км и глубиной до 2900 м. Она подстилается океанской или субокеанской корой мощностью до 14 км, из которых до 9 км приходится на долю кайнозойского осадочного выполнения (впадина образовалась, вероятно, в палеоцене). Мощность коры возрастает до 40 км под хребтом Авес и до 30 и более километров под Малыми Антиллами. На западе хр. Авес граничит с Венесуэльской впадиной.

3.3. Подветренные Антиллы и Береговые хребты Венесуэлы

Южный фланг Антильской дуги расположен частично в море, где ему отвечают Подветренные Антиллы, на западе – Нидерландские, на востоке – Венесуэльские, и частично на суше, где ему соответствуют Береговые (или Карибские) хребты Венесуэлы, находящие свое восточное продолжение на о-вах Тринидад и Тобаго. Строение этого сегмента Антильской дуги чрезвычайно сложное, особенно в пределах Береговых хребтов, которые представляют собой пакет тектонических покровов южной вергентности и, кроме того, разделены на две мегазоны системой правых сдвигов, носящих разные названия на разных участках, в частности, Эль Пилар на востоке, Ока на западе. На западе система Береговых хребтов отделена от северо-восточного окончания собственно Анд – хребта Сьерра-де-Мерида – разломом-сдвигом Боконо того же простирания.

Внешняя зона Береговых хребтов имеет относительно более простое строение. Она сложена неметаморфизованным карбонатно-терригенным шельфовым мелом и терригенно-флишевым нижним палеогеном, образующими серию узких складок и надвиговых чешуй, в общем надвинутых на молассовый Восточно-Венесуэльский прогиб, отделяющий Береговые хребты от склона Гвианского щита (см. следующую главу).

Следующая мегазона имеет уже покровное строение и образована весьма гетерогенным по составу, происхождению, возрасту и характеру метаморфизма набором пород. В нем можно прежде всего выделить комплекс гнейсов докембрийского–нижнепалеозойского возраста, перекрытых метаморфитами более высокого палеозоя и мезозоя до среднего мела включительно. Эти образования выступают в Береговой кордильере и в несколько ином виде, в виде покровной синформы, в более внутреннем хребте – Serrania del Interior. Достаточно очевидно, что данный комплекс имеет континентальное происхождение и принадлежал первоначально окраине будущего Южно-Американского континента. О его окраинном происхождении свидетельствует присутствие основных магматитов соответствующего типа.

Через эти континентальные образования переброшены чуждые им комплексы более северного происхождения. Это офиолиты позднеюрского–раннемелового возраста, островодужные вулканиты и аккреционные призмы мелового возраста, образующие самостоятельные покровы, местами достигающие Внешней мегазоны. Породы этих покровов частично метаморфизованы в условиях высоких давлений и низких температур.

Лежащий поблизости от побережья Венесуэлы о-в Маргарита сложен в своем основании метаморфизованными аналогами донеогенового комплекса Малых Антилл и находится на их юго-западном продолжении, отличаясь отсутствием проявлений молодого вулканизма. На п-овах Арайя и Пария комплекс Маргариты надвинут на образования Береговых хребтов. Севернее, на Нидерландских Антиллах выступает вулканогенная толща раннеостроводужного энсиматического типа альб-коньякского возраста, гранитоидов раннесенонского возраста. Подводная гряда, на которой расположены эти острова, отделена от Береговых хребтов прогибом, выполненным олигоцен-миоценовой молассой.

Более восточная часть Подветренных Антилл, принадлежащая Венесуэле, образована, в отличие от Нидерландских Антилл, довольно интенсивно метаморфизованными и несколько более древними, вплоть до неокомских, основными вулканитами, вмещающими тела позднесенонских гранодиоритов. Эта группа островов на востоке смыкается с южным окончанием подводного хребта Авес.

Итак, следует констатировать, что меловой островодужный комплекс, подстилаемый позднеюрско-раннеокомскими офиолитами, известен во всех звеньях Антильской дуги, включая хр. Авес. Начиная с восточной Кубы и продолжая Малыми Антиллами, он надстраивается раннепалеогеновым комплексом той же природы, и лишь на Малых Антиллах к ним присоединяется вулканический комплекс неоген-четвертичного возраста.

3.4. Центральная Америка

Центральная Америка к югу от зоны сдвигов Полочик-Мотагуа и до условной границы с Северными Андами состоит из трех принципиально различных структурных элементов: 1) древнего континентального блока Чортис, занимающего северную часть региона, 2) примыкающей к нему с юго-запада и продолжающейся на Панамский перешеек позднемеловой-миоценовой вулканической дуги и 3) молодой плио-

цен-современной вулканической дуги, сопряженной с Центрально-Американским глубоководным желобом и соответствующей зоной субдукции тихоокеанских плит Кокос и Наска.

Блок Чортис, который еще называют ядром Центральной Америки, расположен в основном на территории Никарагуа и Гондураса и имеет форму треугольника с основанием вдоль молодой вулканической дуги и вершиной, обращенной в Карибское море. Здесь подводным продолжением блока служит Никарагуанское поднятие, протягивающееся в направлении о-ва Ямайка и отделяющее желоб Кайман от Колумбийской глубоководной впадины. Граница блока Чортис с молодой притихоокеанской вулканической дугой проходит вдоль рифта, в котором лежат озера Манагуа и Никарагуа.

Фундамент блока Чортис образован метаморфическими и интрузивными породами палеозойского возраста, резко отличающимися от известных как к северу от разломов Полочик-Мотагуа, так и на юге, в Северных Андах. Чехол этого массива составляют юрско-меловые континентальные обломочные осадки, частично перекрытые кайнозойскими вулканитами, от эоценовых до голоценовых, от основных и средних до кислых и снова основных. Имеются здесь и плутоны гранитоидов, начиная со среднемеловых, продолжая позднемеловыми и раннепалеогеновыми. Связь всего этого магматизма с тихоокеанской или иной зоной субдукции дискуссионна, равно как и первоначальное докайнозойское расположение блока Чортис относительно других континентальных блоков региона.

Центрально-Американская складчатая и вулканическая система примыкает к массиву Чортис с юго-запада и через Панамский перешеек выходит на соединение с Колумбийскими Андами. Свою современную структуру она приобрела лишь в конце миоцена, когда собственно и произошло образование наземного моста между американскими континентами и Карибский бассейн отделился от Тихого океана. Лишь с этого времени существует в своем нынешнем виде Центрально-Американский глубоководный желоб и зона субдукции и надстраивающий ее одноименный плиоцен-четвертичный вулканический пояс, протягивающийся вдоль тихоокеанского побережья через Сальвадор, Никарагуа и Коста-Рику и достигающий западной Панамы. В этом поясе возвышаются многочисленные и весьма активные стратовулканы и происходят порой весьма разрушительные землетрясения. От массива Чортис пояс позднемеловых–миоценовых вулканитов отделяется глубоким прогибом, выполненным толщей морских терригенных отложений сеномана–миоцена. Этот прогиб пересекает север Коста-Рики и в Панаме уходит в пределы карибского шельфа.

Наиболее древним элементом структуры южной части Центральной Америки являются позднеюрские–раннемеловые офиолиты, выступающие на п-ове Никойя в Коста-Рике. Однако на том же полуострове и на других полуостровах тихоокеанского побережья Коста-Рики и Панамы обнажается более молодой комплекс океанской коры – раннесенонский (88–90 млн лет). А в тылу молодого вулканического пояса протягивается более древний, позднемеловой–миоценовый вулкано-плутонический пояс. Он слагает практически всю восточную половину Панамского перешейка с хребтом Дарьен и южнее соединяется с аналогичным поясом Колумбийских Анд (Серрания-де-Баудо).

Как со стороны Панамского залива Тихого океана, так и со стороны Колумбийской впадины Карибского моря Панамский перешеек сопровождается зонами субдукции и аккреции, фронты которых повторяют своей выпуклостью к северу очертания самого перешейка.

3.5. Глубоководные впадины Карибского моря

Две главных глубоководных впадины Карибского моря – Колумбийская и Венесуэльская, разделены порогом Беата, отходящим на юг от о-ва Гаити, и соединены к югу от этого порога проходом Аруба.

Дно ***Колумбийской котловины*** лежит на глубине 4500 м. На севере она отделена эскарпом Хесса от Никарагуанского подводного поднятия. На юге, со стороны Панамы и Колумбии в нее вдаются мощные, до 7 км, аккреционные призмы, а восточнее к ней примыкает подводный хребет Кюрасао, на котором расположены острова Нидерландских Антилл. Кора котловины, по сейсмическим данным, океанского типа, но обладает аномально повышенной, до 20 км, мощностью (рис.3-3), из которой до 4 км приходится на осадочный чехол. Лежащий под этим чехлом акустический фундамент был вскрыт в скважинах глубоководного бурения и оказался представленным базальтами, по своему составу близкими к океанским толеитам. Они переслаиваются с глубоководными осадками кампанского возраста. Полосовые магнитные аномалии, выявленные в восточной части котловины, сопоставляются с океанскими аномалиями с возрастом от 85 до 67 млн лет, что согласуется с возрастом пород верхов акустического фундамента. Однако данные по соседней Венесуэльской котловине (см.ниже) и некоторые общие соображения показывают, что начало формирования океанской коры Колумбийской котловины могло быть значительно более ранним.

Венесуэльская котловина глубиной до 5080 м, ограниченная на западе порогом Беата, а на востоке по-

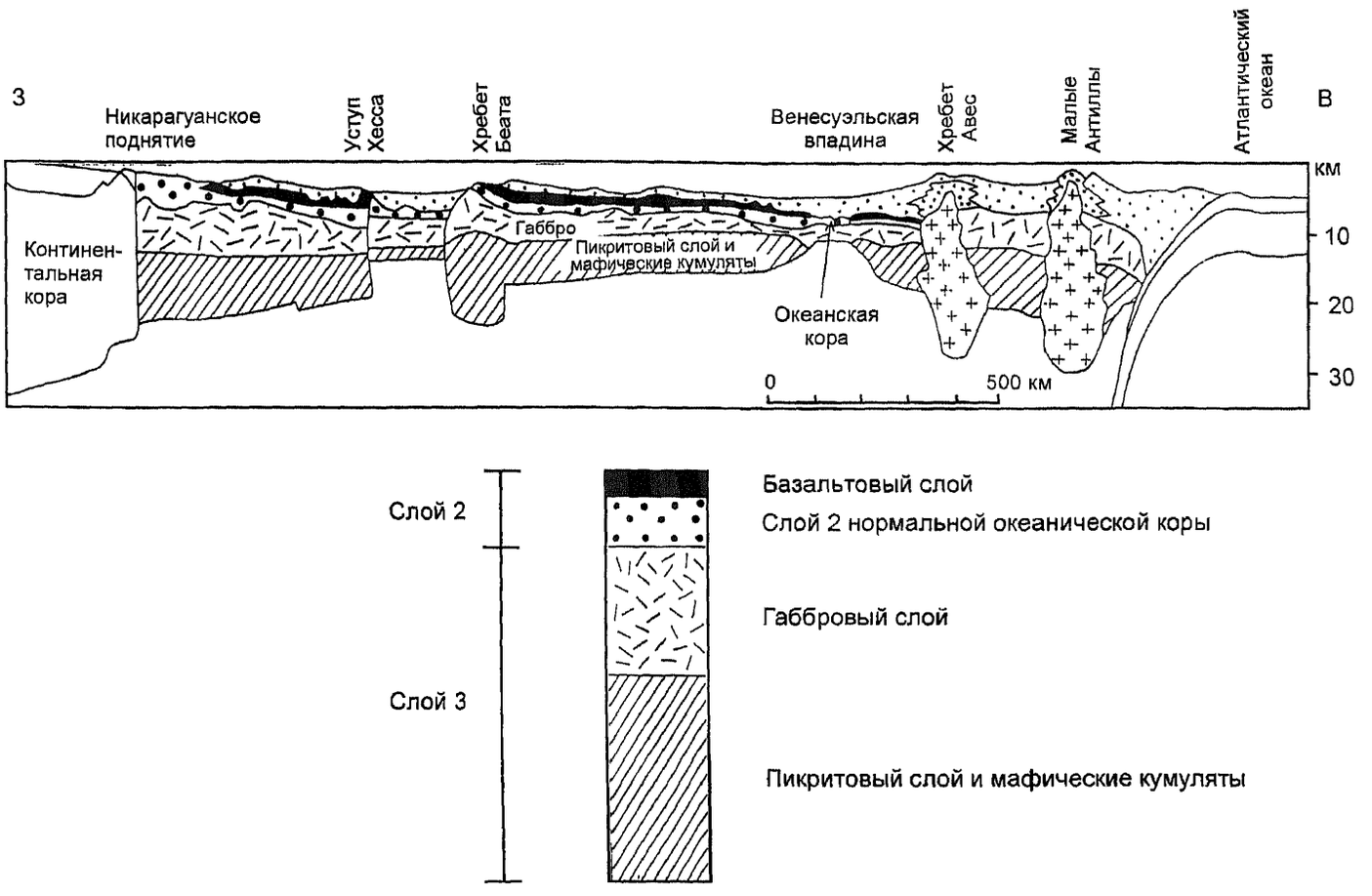


Рис. 3-3. Геологический профиль через кору Карибского моря (по А.Мофре и С.Леруа)

рогом Авес, отделяется на севере от Больших Антилл желобом Муэртес, а на юге от хребта Кюрасао – Венесуэльским желобом. Оба эти желоба образованы в процессе субдукции коры котловины под ограничивающие ее островные дуги. Но так как спрединг в котловине давно закончился, это – «псевдосубдукция», по определению Ф.Буисса, аналогичная погружению коры Колумбийской котловины под окраины Панамы и Колумбии и связанная, как и последняя, с начавшимся в олигоцене сближением Северо- и Южно-Американских плит.

Мощность земной коры в Венесуэльской котловине составляет 15 км, из них 3 км приходится на осадочный чехол. Тремя скважинами глубоководного бурения вскрыт акустический фундамент, представленный долеритами и миндалекаменными базальтами и перекрытый фораминиферовыми известняками турона–коньяка с прослоями пепла. Ниже поверхности этого «фундамента» обнаружены отражающие сейсмические границы, свидетельствующие, очевидно, о чередовании магматических (покровы, силлы) и осадочных пород. В северной части впадины выявлены симметричные полосовые магнитные аномалии, интерпретируемые как позднеюрские. Кстати, в скважине, недавно пробуренной на склоне Никарагуанского поднятия, обращенного к Колумбийской впадине, вскрыты среднекампанские базальты, также миндалекаменные, чередующиеся с линзами известняков.

Эти особенности верхов разреза обеих главных впадин Карибского моря наряду с аномально большой мощностью коры океанского в общем типа, а также наличие линейных магнитных аномалий, датируемых, с очевидной условностью, как позднеюрские в Венесуэльской и позднемеловые в Колумбийской впадине, и зон спокойного магнитного поля, возможно отвечающих коре среднемелового возраста, дало основание трактовать кору центральной части Карибского бассейна как принадлежащую океанскому подводному

плато, типа таких плато, как Онтонг-Джава и другие в современном Тихом океане. Соответственно, Карибскому гипотетическому плато приписывается также тихоокеанское происхождение.

3.6. Основные этапы развития региона

Начало «самостоятельного» развития Антильско-Карибского региона относится к середине мезозоя. В конце палеозоя – *триасе* – ранней и первой половине средней юры Западная Гондвана – Южная Америка и Африка – оказалась тесно спаянной с Северной Америкой в составе Пангеи. На западе Пангея окаймлялась зоной субдукции, возможно непрерывной, отделявшей ее от Тихого океана. В пределах прилегавшей окраины Пангеи, включавшей континентальные блоки будущего Мексикано-Антильско-Карибского региона, местами накапливались континентальные тонкообломочные отложения и только на короткое время в лейасе в пределы Мексики проникла ингрессия моря, очевидно со стороны Тихого океана.

Ситуация стала резко меняться во второй половине средней юры. Началось раскрытие Тетиса, включавшего Центральную Атлантику и продолжавшегося на восток в область будущего Средиземноморья, а на запад – в Мексиканский залив. Одновременно или даже раньше (по разным сценариям) начался спрединг в собственно Карибском бассейне (будущие Колумбийская и Венесуэльская впадины), причем ось спрединга протягивалась дальше в Тихий океан, где она разделила плиты Фараллон и Феникс (рис.3-4).

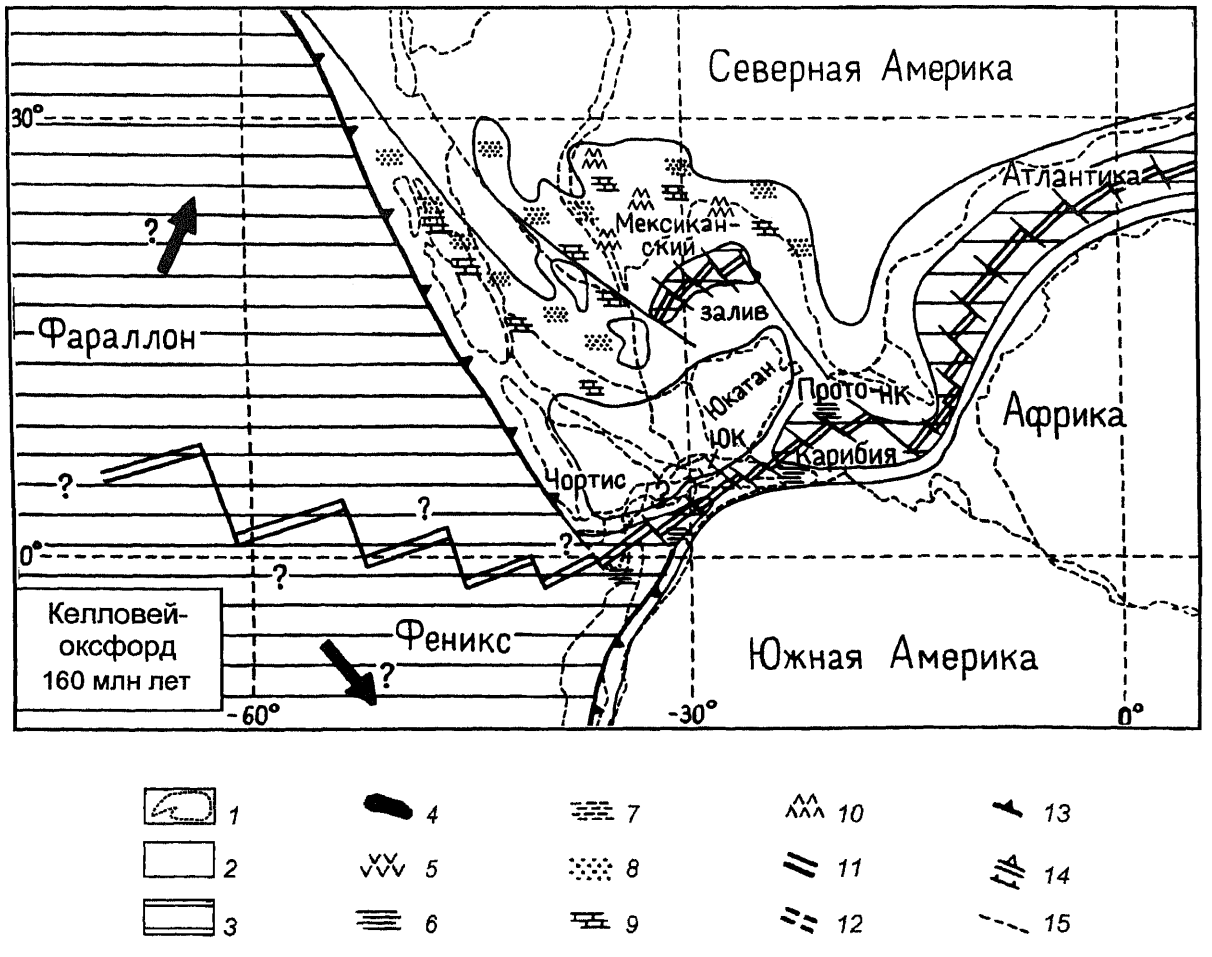


Рис. 3-4. Палинспастические реконструкции Карибского региона (по М.Мешеде и В.Фришу)

1 – суша; *2* – шельф, мелкое море; *3* – океанская кора, глубокое море; *4* – офиолиты; *5* – вулканиты; *6* – радиоляриты; *7* – глины; *8* – песчаники, конгломераты; *9* – известняки; *10* – эвапориты; *11* – активные оси спрединга; *12* – отмирающие оси спрединга; *13* – зона субдукции; *14* – разрывы (надвиги/сдвиги/сбросы); *15* – современная изобата 200 м. СК – Северная Куба; ЮК – Южная Куба; Ч – блок Чортис; БА – Большие Антиллы; Г – Гаити; ВВ – Венесуэльская впадина; Ю – Юкатан

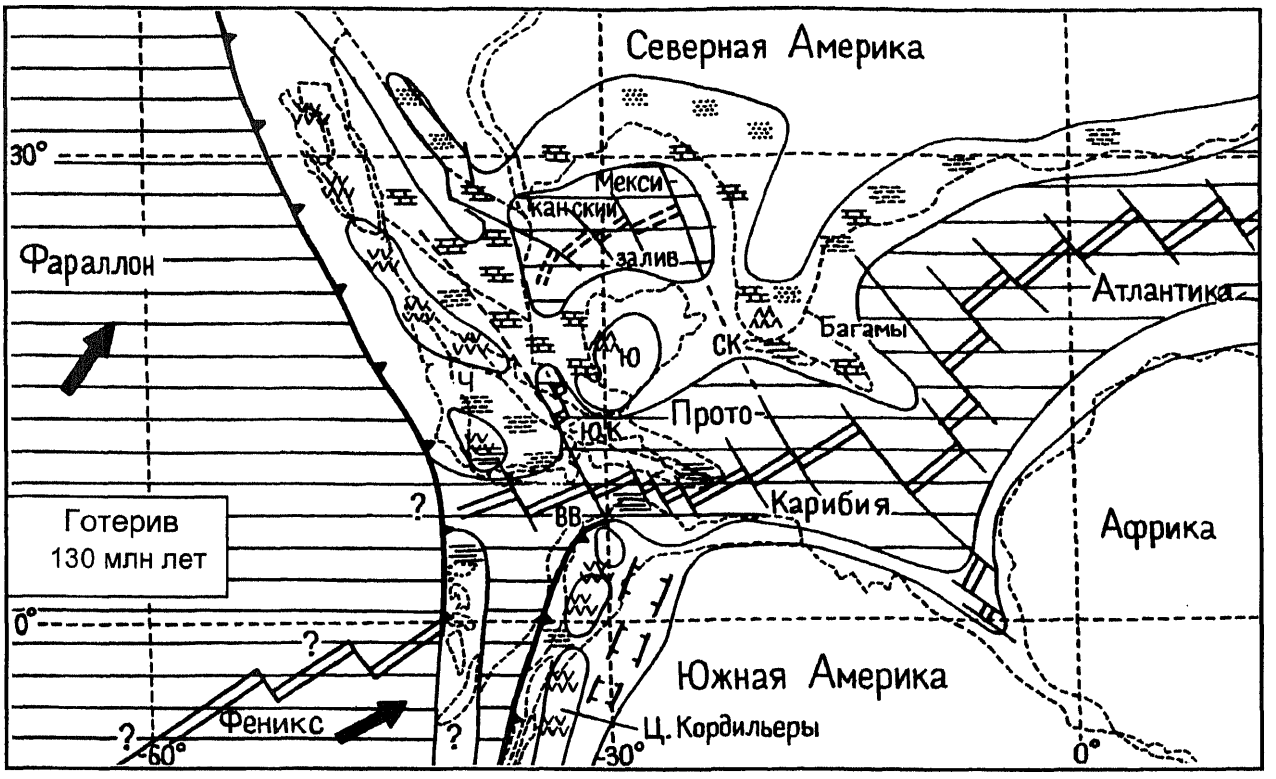


Рис. 3-4 (окончание)

В конце поздней юры спрединг во впадине Сигсби Мексиканского залива закончился, но благодаря этому спредингу Юкатан отделился от Флориды. Южнее продолжал расширяться прото-Карибский бассейн. Его расширение продолжалось, очевидно, и в начале *раннего мела* (берриас–готерив). Но здесь возникает вопрос о положении Южно-Кубинского континентального террейна, представленного образованиями, выступающими в Сьерра Гуанигуанико, в куполах Эскамбрай и Пиноса Западной и Центральной Кубы. Этот террейн по характеру юрских отложений мог быть сродни либо Юкатану, с которым некоторые его и соединяют (см., напр., рис.3-4), либо с блоком Чортис, находящимся южнее Юкатана.

В конце *неокома* должна была возникнуть Антильская вулканическая дуга, которая отсекла протокарибскую зону спрединга и возникла, очевидно, над трансформным разломом, превратившимся в наклонную к западу зону субдукции (рис.3-5). Еще раньше, уже в неокоме, на тихоокеанской стороне начала функционировать зона субдукции противоположной направленности. Новообразованная Антильская дуга первоначально должна была быть менее выпуклой, но постепенно все более изгибалась к востоку, в сторону Атлантики. В пространстве между этой дугой и Тихоокеанской, скорее всего, в *альбе-сантоне* или кампане и проявился интенсивный плато-базальтовый вулканизм, надстроивший юрско-ранненеокомскую кору новыми лавовыми покровами, силлами долеритов и осадками, превратив это пространство в океанское плато, продвигавшееся все дальше к востоку. Поскольку все это происходило одновременно с активностью суперплюма в Тихом океане, высказывается предположение о влиянии этого суперплюма на события в Карибском регионе.

Уже в *раннем сеноне*, если даже не раньше, южный сегмент Антильской дуги начал надвигаться на окраину Южной Америки. Этот процесс здесь продолжался в позднем сеноне. А западная часть северного сегмента обдуцировала на Южно-Кубинский террейн, который, в свою очередь, пришел затем в столкновение с Флоридо-Багамской окраиной Северной Америки. В тылу Кубинского террейна, перекрытого офиолитово-островодужными покровами, в *конце сенона – палеоцене* произошло раскрытие Юкатанского бассейна, отделившего Кубинский террейн от Никарагуанского выступа блока Чортис (рис.3-6). Южно-Кубинский террейн теперь столкнувшийся с Флоридо-Багамской окраиной Северной Америки, тем самым окончательно закрыл проход, возможно, соединявший Атланти-

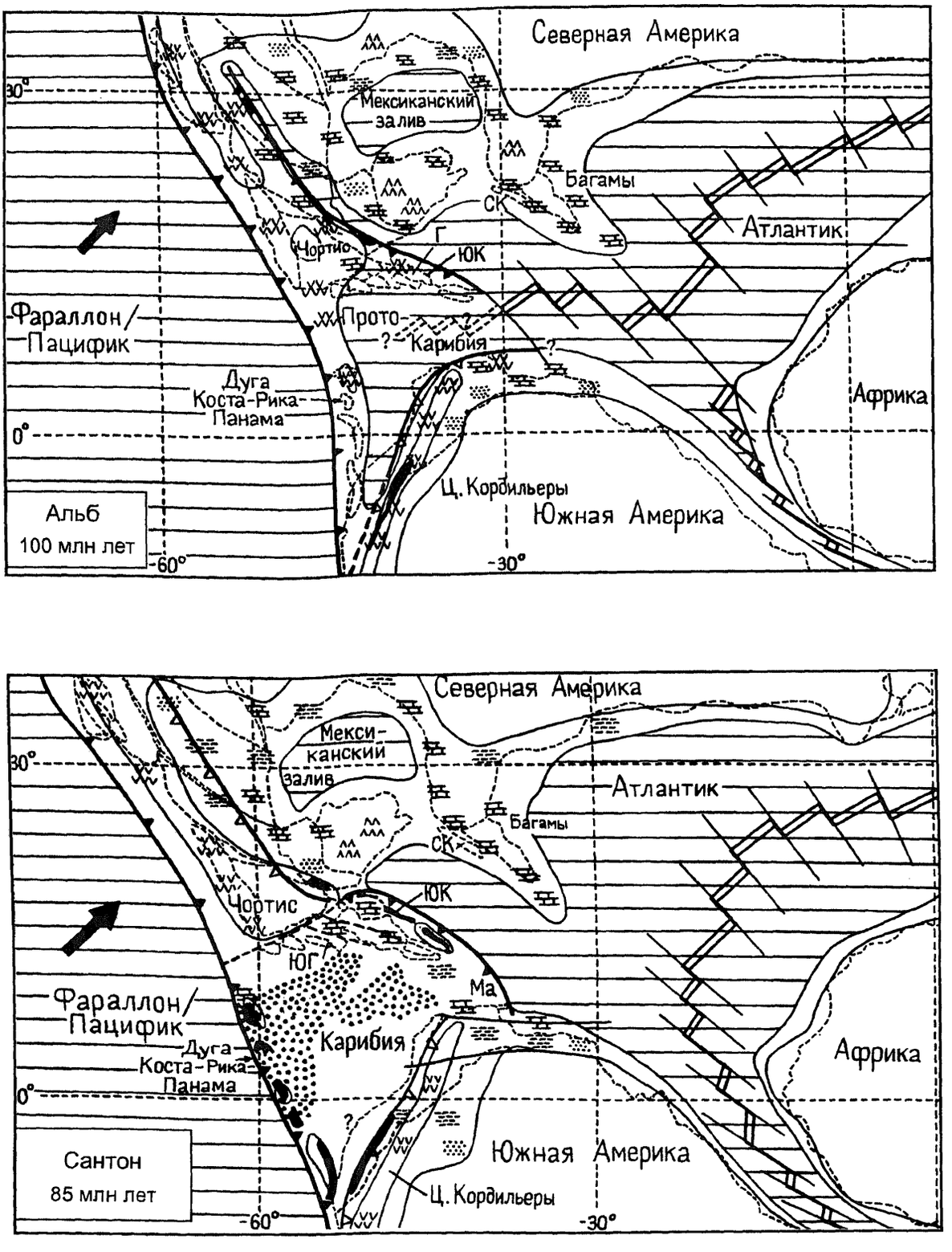


Рис. 3-5. Палинспастические реконструкции Карибского региона(по М.Мешеде и В.Фришу)
Условные обозначения см. рис. 3-4. Ма – о. Маргарита; ЮГ – Южный Гаити; КВ – Колумбийская впадина

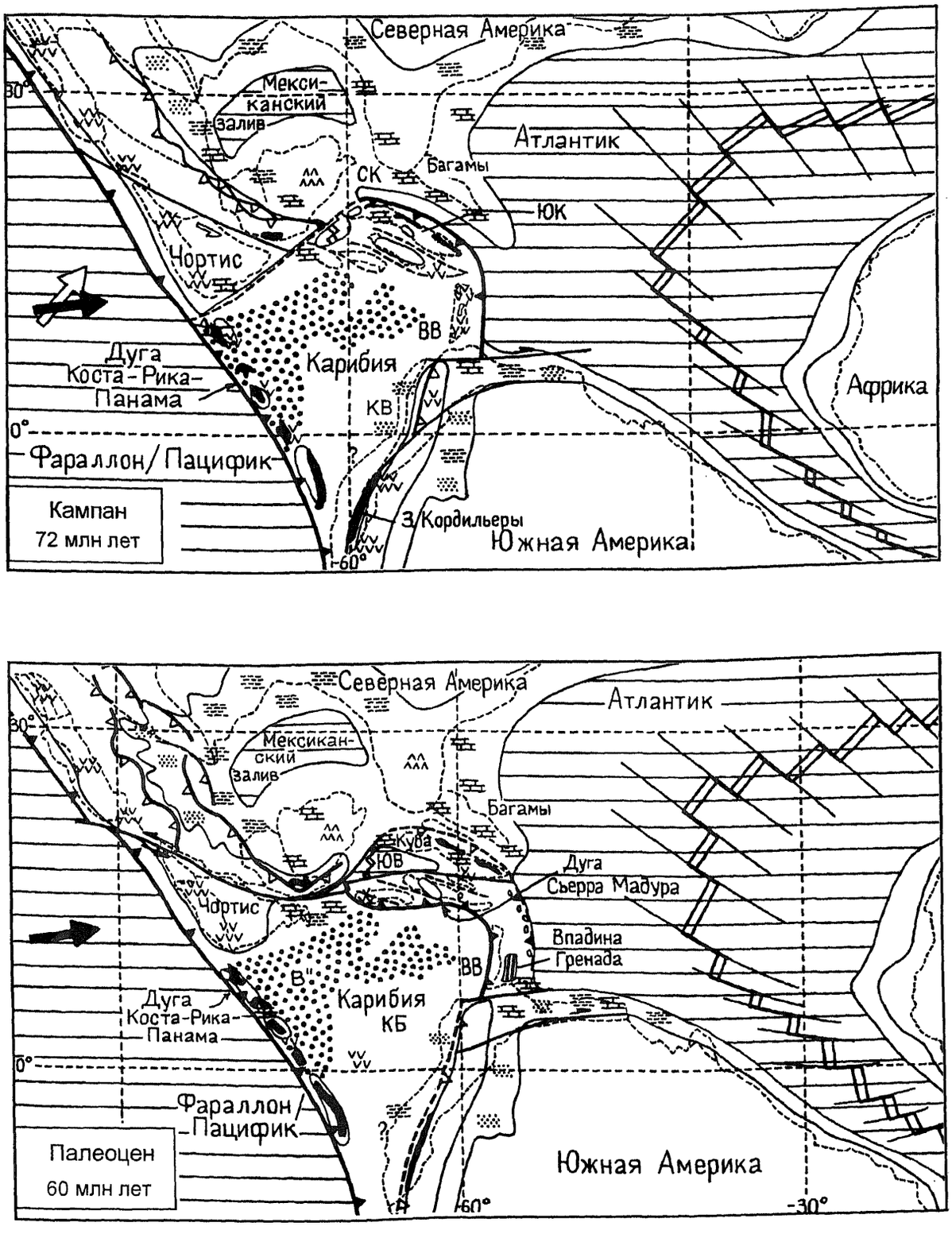


Рис. 3-6. Палинспастические реконструкции Карибского региона (по М.Мешеде и В.Фришу)
Условные обозначения см. рис. 3-4. КВ – Колумбийская впадина; ЮВ – Юкатанская впадина

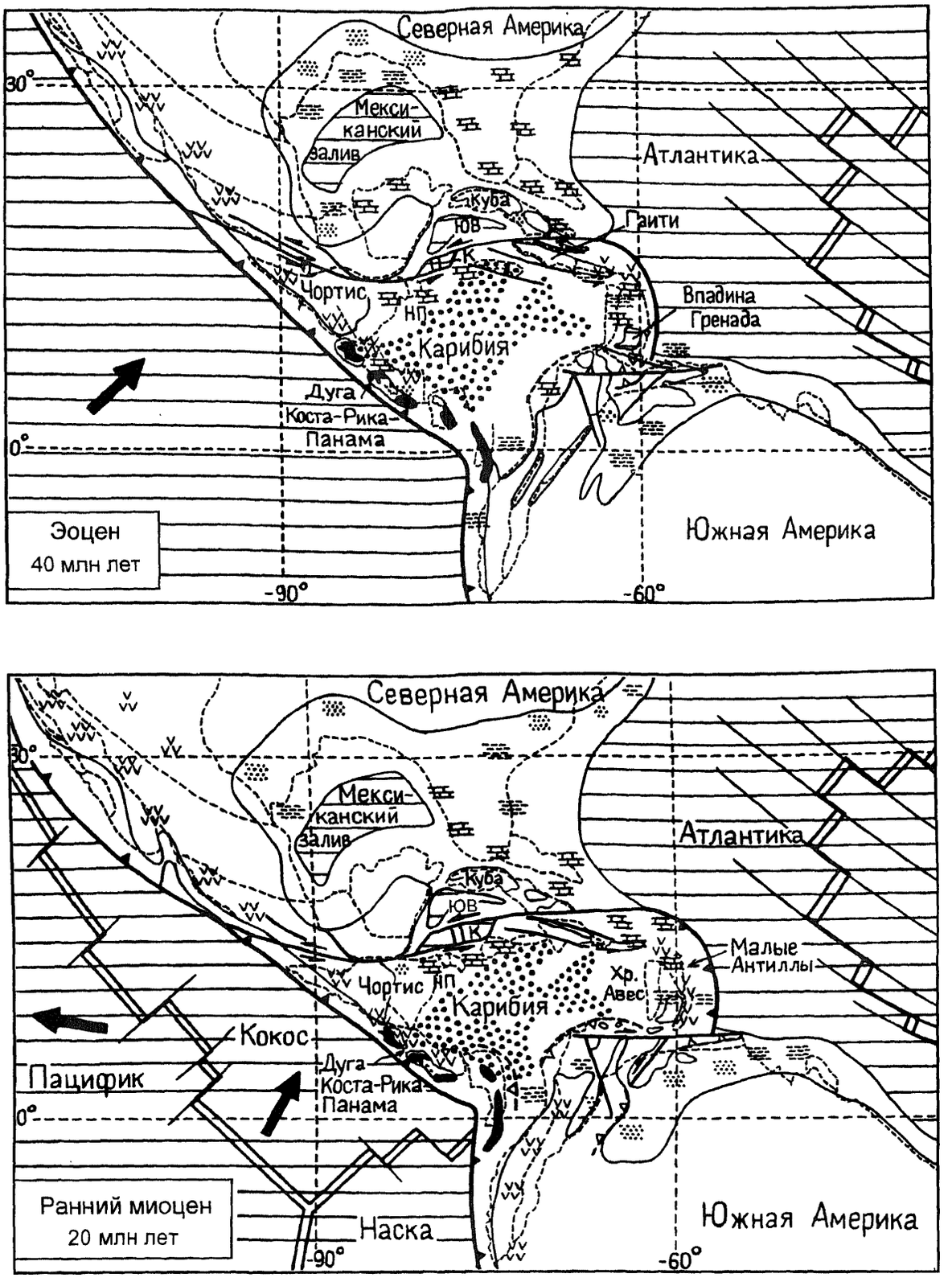


Рис. 3-7. Палинспастические реконструкции Карибского региона (по М.Мешеде и В.Фришу)
Условные обозначения см. рис. 3-4. НП – Никарагуанское поднятие; К – желоб Кайман

ку с Тихим океаном в обход Юкатана и блока Чортис. Между тем более восточная часть Больших Антилл (Гаити, Пуэрто-Рико, Виргинские о-ва) продолжала испытывать субдукцию атлантической коры, сопровождаемую известково-щелочным вулканизмом. В сеноне же новая вулканическая дуга возникает в районе Центральной Америки, с фронтом, обращенным в сторону Тихого океана. Она окончательно отделяет Карибский бассейн от этого океана, что и приводит к образованию самостоятельной Карибской малой плиты.

В сеноне–палеоцене еще одна дуга – Кайман–Сьерра-Маэстра – формируется к югу от Юкатанской впадины, вероятно, за счет субдукции коры последней. Впрочем, по мнению других исследователей, субдукции под эту дугу подвергается кора Колумбийской кот-

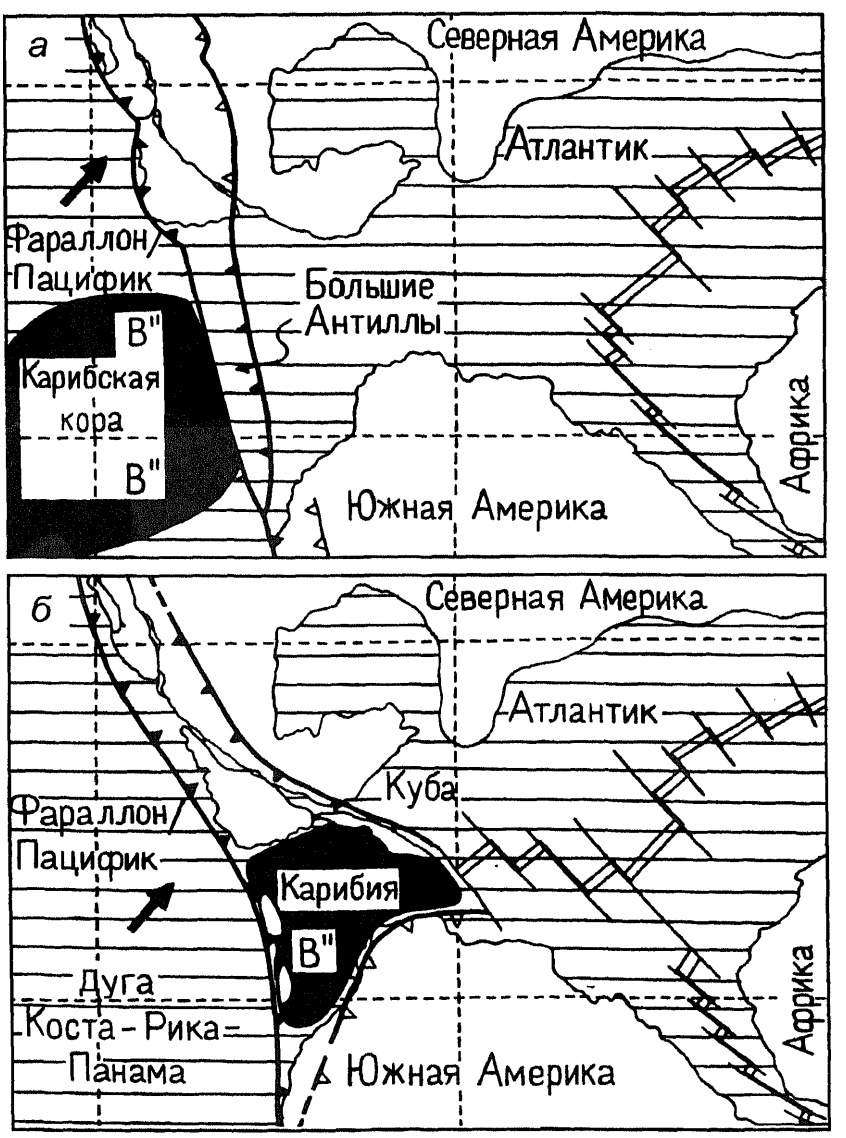


Рис. 3-8. Две группы гипотез, объясняющих происхождение Карибской литосферы (сравнение палинспастических реконструкций для альба, 100 млн лет назад)

а – «Тихоокеанская модель», измененная по (Pindell, 1994): Карибская кора (рефлектор B") образовалась в Тихоокеанской области; *б* – альтернативная гипотеза: образование Карибской коры во внутриамериканской позиции (по М.Мешеде и В.Фришу)

ловины. Дуга эта включала первоначально северный склон Никарагуанского поднятия и о-ваЯмайка, а на восток продолжалась через север Гаити, Пуэрто-Рико и Виргинские о-ва на Малые Антиллы. Однако в *палеоцене* от центрального сегмента Антильской дуги отделился хребет Авес, превратившийся в остаточную дугу, а между ним и собственно Малыми Антиллами раскрылась междуговая впадина Гренада. По другой версии, хр. Авес возник еще в позднем сеноне на продолжении Больших Антилл (см. рис.3-6).

Решающие события в регионе произошли в течение и в конце *эоцена* (рис.3-7). Закончилось столкновение Кубы с Флоридо-Багамским выступом Северной Америки и становление ее покровного строения, сопровождаясь мощными олистостромами. К Кубе примкнул террейн Сьерра-Маэстра, а дуга, в которую он входил вместе с грядой Кайман и о-вом Ямайка, расщепилась с образованием глубокого сдвиго-раздвигового желоба Кайман. К последнему перешла теперь роль центрального участка северной границы Карибской плиты, и, соответственно, Куба, Юкатанская впадина и дуга Кайман теперь отошли к Северо-Американской плите. Очевидно, что в это же время достигли максимальной интенсивности сдвиговые смещения как вдоль северного, так и вдоль южного ограничения Карибской плиты.

После позднеэоценового пика деформаций в развитии области наступила некоторая пауза, отмеченная накоплением мелководных карбонатов в пределах почти всей Антильской дуги. Накопление этих карбонатов местами началось уже в эоцене, а в отдельных местах продолжалось в течение всего неогена и квартера. Но на других участках новое оживление деформаций произошло в *позднем миоцене* – на Ямайке, на Гаити, в южном сегменте Антильской дуги, но особое значение события позднего миоцена имели в Центральной Америке, где ранее существовавшие вулканические дуги сомкнулись на севере с блоком Чортис, а на юге – с Западной Кордильерой Колумбии, создав Панамский перешеек между американскими континентами, которые с конца эоцена стали испытывать сближение. В *плиоцене–квартере* стал развиваться Центрально-Американский вулканический пояс, а на противоположной, атлантической окраине Карибской плиты возобновился вулканизм на Малых Антиллах. При этом в южной части архипелага этот молодой пояс был непосредственно наложен на раннепалеогеновый, а в северной части сместился к западу по отношению к последнему.

Начавшееся сближение Северо- и Южно-Американской плит привело к их надвиганию на океанскую литосферу Карибской плиты – на севере – вдоль желоба Муэртес к югу от восточного Гаити и Пуэрто-Рико, на юге – вдоль Венесуэльского желоба на востоке и окраин Колумбии и Панамы –на западе.

Различные представления о происхождении Карибской плиты с ее аномально утолщенной океанской корой отражены на рисунке 3-8.

Литература

Andreieff P., Bouysse P.L., Westercamp D. Geologie de l'arc insulaire des Petites Antilles et l'evolution geodynamique de l'est Caraibe // Thèse, Univ. Bordeaux, 1987, v.1, 921 p.

Bazhenov M.L., Pszczolkowski A., Shipunov S.V. Reconnaissance paleomagnetic results from western Cuba // Tectonophys., 1996, v.253, p. 65-81

Iturralde-Vinent M.A. Cuban geology: a new plate tectonic synthesis // J. Petr. Geol., 1994, v.17, p.39-70

Iturralde-Vinent M.A. Interrelationship of the terranes in western and central Cuba. Comment // Tectonophys., 1994, v.234, p.345-348

Leroy S., Mercier de Lepinay B., Mauffret A., Pubellier M. Structural and tectonic evolution of the Eastern Cayman trough (Caribbean Sea) from seismic reflection data // AAPG Bull., 1996, v.80, №2, p.222-247

Mauffut A., Leray S. Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province // Tectonophys., 1997, v.283, p.61-104

Meschede M., Frisch W. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate // Tectonophys., 1998, v.296, p.269-291

Rosencrantz E., Ross J.R., Sclater J.G. Age and spreading history of the Cayman trough as determined from depth, heat flow, and magnetic anomalies // J. Geoph. Res., 1988, v.93, p.2141-2157

Глава 4

ВНЕАЛЬПИЙСКАЯ ЕВРОПА

С географической точки зрения, Европа представляет лишь северо-западный выступ Евразии – самого крупного континента Земли. Но с тектонических позиций Европу можно рассматривать как самостоятельный континент или хотя бы субконтинент, поскольку подобно всем остальным континентам она состоит из древней платформы, окруженной складчатыми поясами разного возраста, образованными в неогее. Общее районирование Европы по возрасту заключительных интенсивных «платформообразующих» деформаций было в свое время предложено Э.Огом, усовершенствовано Г.Штилле и немного дополнено автором этой книги (рис.4-1). Соответственно, в структуре Европы следует различать: 1) Праевропу с допозднепротерозойским фундаментом, т.е. Восточно-Европейскую древнюю платформу (ВЕП); 2) Протоевропу с позднепротерозойским складчатым основанием – Тимано-Печорскую плиту; 3) Палеоевропу с раннепалеозойским, каледонским складчатым основанием; к ней относятся Британские и Скандинавские каледониды и западный Шпицберген (Свальбард), а также полоса каледонской складчатости в Центральной Европе; 4) Мезоевропу, включающую герциниды (варисциды) Западной и Центральной Европы; 5) Неоевропу – юг континента, испытавший интенсивные альпийские деформации, от Пиренеев и Бетской Кордильеры до Эллинид и Балканид. Помимо этих крупных тектонических областей в структуре континента следует выделить несколько меньших по размеру элементов, соответствующих по возрасту одной из выделенных выше основных областей, но расположенных обособленно от них. Таковы: 6) Гебридский раннедокембрийский массив, образующий северо-западный форланд Британских каледонид; небольшой массив того же возраста присутствует на севере Нормандии и Нормандских о-вах в Ла-Манше (не показан на схеме); 7) Свальбардский массив с фундаментом гренвильского возраста, занимающий северо-восточный Шпицберген, Землю Франца-Иосифа и, вероятно, самый север Новой Земли и прилегающие морские пространства Баренцева моря; сюда же относится крайняя юго-западная часть Балтийского щита; 8) Мёзийская плита с байкальским и более древним фундаментом, а также выступы кадомского (равного байкальскому) складчатого комплекса в Западной и Центральной Европе – массив Мидленда в Англии, северная часть Арморикансного массива во Франции.

4.1. Восточно-Европейская древняя платформа

Эта платформа занимает практически всю восточную половину континента (рис.4-2) Ее северо-западным ограничением служит надвиговый фронт Скандинавских каледонид, которые, однако, целиком наложены на продолжение этой платформы, фундамент которой выступает на о-вах Лофотен и Вестеролен в Норвежском море уже в тылу каледонид. Северное и северо-восточное ограничение платформы, также надвиговое, образовано байкалидами юга Баренцева моря, п-ова Канин и Тимана, восточное – герцинидами Урала, сопрягающимися с платформой через Предуральский прогиб. Далее границу платформы обычно проводят вдоль погребенной Южно-Эмбенской зоны дислокаций, хотя природа последних весьма своеобразна (см.ниже), включая в состав платформы Прикаспийскую впадину с ее корой субокеанского типа. Западнее южная современная граница платформы приобретает более четкий характер – она проходит вдоль надвига палеозоя Донецко-Каспийской складчатой зоны, но затем огибает Донецкий кряж и Ростовский выступ Украинского щита платформы и, заворачивая снова к западу, пересекает Азовское море, Перекопский перешеек и выходит в Черное море, протягиваясь к о-ву Змеиному. Здесь граница платформы резко сменяет свое широтное простирание на северо-эападное и между Черным и Балтийским морями совпадает с зоной раз-

ломов сдвигового характера, известной в литературе как линия (линеамент), или зона Тейсейра-Торнквиста (ТТЗ), по имени польского и немецкого геологов, независимо друг от друга ее впервые выделивших. Детальные геофизические исследования, недавно выполненные, показали, что эта зона следится до мантийных глубин порядка 200 км. Кроме того, она разделяет Европу на две части, резко отличающиеся по мощности коры и литосферы и по тепловому потоку.

Участок границы платформы между Балтийским и Северным морями является наиболее сложным и дискуссионным. Здесь ТТЗ как бы раздваивается. Одна ее ветвь – северная, продолжает в прежнем северо-западном направлении зону Тейсейра-Торнквиста и, пересекая южную Швецию и почти касаясь Норвегии, выходит в Северное море. Но эта граница не является границей распространения фундамента Восточно-Европейской платформы, если в него включать среднепротерозойский (гренвильский) блок юго-западной Скандинавии. Этот фундамент подстилает Данию и прослеживается до южной ветви ТТЗ, простирающейся к югу от о-ва Фюн и основания Ютландского п-ова, названной в честь известного датского геолога линией Зоргенфрея. Вдоль этой линии проходит уже надвиговый фронт центральноевропейских каледонид. Однако существуют серьезные основания предполагать, что докембрийский фундамент продолжается на глубине и к юго-западу от каледонского фронта, под надвигом каледонид, вплоть до разлома (см. ниже).

Следовательно, ни одна из границ платформы, кроме разве только сдвигового отрезка между Балтийским и Черным морями и, возможно, Южно-Эмбенского, также сдвигового отрезка, не является в действительности границей распространения ее докембрийского фундамента. Выше это уже отмечалось в отношении северо-западной границы со Скандинавскими каледонидами. Но то же касается границы с байкалидами Тимана, к востоку от фронта которых древний фундамент сейсмически следится до Печорской зоны разломов, границы с герцинидами Урала, где он прослеживается на восток по крайней мере до Главного Уральского разлома, и надвигов Донецко-Каспийской зоны. Поэтому можно констатировать, что истинные, первоначальные контуры древней платформы являются существенно более широкими, чем это рисуется на поверхности, где платформа зажата надвигами позднепротерозойских и палеозойских складчатых сооружений.

4.1.1. Фундамент платформы

Докембрийский, доверхнепротерозойский фундамент Восточно-Европейской платформы (ВЕП) выступает на поверхность в Балтийском и Украинском щитах, в вершине Воронежской антеклизы и приближается к ней в Белорусской и Волго-Уральской антеклизах Русской плиты, а на их склонах и в промежутке между ними вскрыт многочисленными буровыми скважинами (рис.4-3).

Балтийский щит (рис.4-4), расположенный на северо-западе платформы, представляет собой наиболее крупный выступ ее фундамента. Более того, он сохранял приподнятое над уровнем моря положение в течение большей части истории платформы; лишь в раннем палеозое щит частично покрывался морем.

В строении щита прежде всего выделяются три мегаблока, отличающиеся по возрасту консолидации. Наиболее древним из них, архейским и частично раннепротерозойским, по возрасту коры, является восточный мегаблок, охватывающий Кольский п-ов и Карелию. Линия разломов, пересекающая вершину Ботнического залива и протягивающаяся к Ладожскому озеру, отделяет восточный, Кольско-Карельский мегаблок от центрального, Свекофеннского (т.е. Шведско-Финляндского) мегаблока с корой, сформированной в конце раннего протерозоя, простирающегося по обе стороны Ботнического залива. На юго-западе Скандинавии располагается Свеконорвежский мегаблок, наиболее молодой во всей платформе, со среднепротерозойским фундаментом.

В строении *Кольско-Карельского* мегаблока выделяются следующие крупные тектонические элементы: 1) Мурманский позднеархейский гранит-мигматитовый блок или пояс; 2) Центрально-Кольский позднеархейский гранулит-гнейсовый блок; 3) Печенго-Имандра-Варзугский раннепротерозойский осадочно-вулканогенный пояс; 4) Лапландско-Беломорский позднеархейский–раннепротерозойский гранулит-гнейсовый пояс; 5) Карельская архейская гранит-зеленокаменная область. Все они, кроме последней, вытянуты в общем северо-западном – юго-восточном направлении (с поворотом на северо-северо-запад на крайнем северо-западе) и таким образом сменяют один другой с северо-востока на юго-запад. Рассмотрим их в этом порядке.

Мурманский пояс простирается вдоль северо-восточного побережья Кольского п-ова полосой, имеющей ширину 60–70 км. На юго-западе он надвинут на пограничные структуры Центрально-Кольского блока (см.ниже), а на северо-востоке погружается под позднедокембрийский осадочный чехол, на который, в свою очередь, надвинуты складчатые образования того же возраста, принадлежащие уже продолжению тиманид. Основная роль в сложении Мурманского пояса принадлежит гранитам и мигматитам с возрастом 2,8–2,7, а на юго-востоке – 2,6–2,4 млрд лет, выступающим в купольных структурах. Местами сохранились релик-

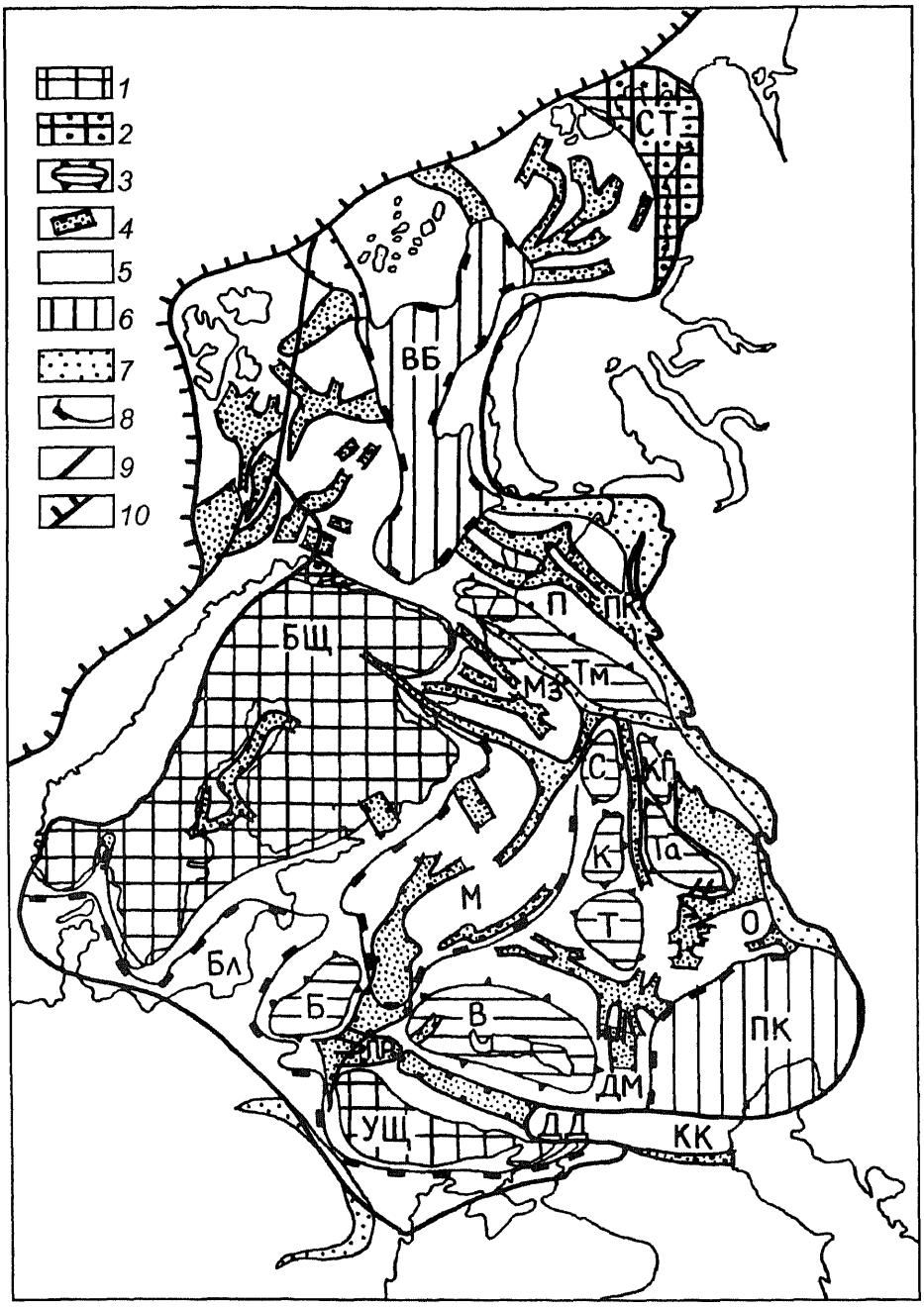


Рис. 4-2. Тектоническая схема Восточно-Европейской и Баренцево-Печорской платформ (по А.М.Никишину)

1 – выступы докембрийского ($AR+PR_{1-2}$) фундамента; *2* – то же, позднепротерозойского возраста; *3* – крупные платформенные поднятия; *4* – рифтовые системы; *5* – площади развития платформенного чехла умеренной мощности; *6* – глубокие платформенные впадины; *7* – передовые прогибы орогенов; *8* – границы некоторых осадочных бассейнов; *9* – границы Восточно-Европейской платформы; *10* – пассивная окраина Атлантического и Арктического океанов. *Рифты:* ДМ – Доно-Медведицкий, ДД – Днепровско-Донецкий, Дн – Донецкий, Др – Днепровский, ВМ – Восточно-Манычский, КБ – Камско-Бельский, КД – Кандалакшско-Двинский, Кр – Крестецкий, Л – Ладожский, М – Московский, О – Оренбургский, П – Пачелмский, ПК – Печоро-Колвинский, ПР – Припятский; С – Солигаличский, ВО – Волыно-Оршанский, Вт – Вятский. *Поднятия (своды):* К – Котельничский, СТ – Северо-Таймырский, КП – Коми-Пермяцкий, С – Сысольский, Та – Татарский, Т – Токмовский, КК – кряж Карпинского. *Впадины:* БЛ – Балтийская, М – Московская, П – Печорская, ДД – Днепрово-Донецкая. *Щиты:* БЩ – Балтийский, УЩ – Украинский. *Антеклизы:* Б – Белорусская, В – Воронежская

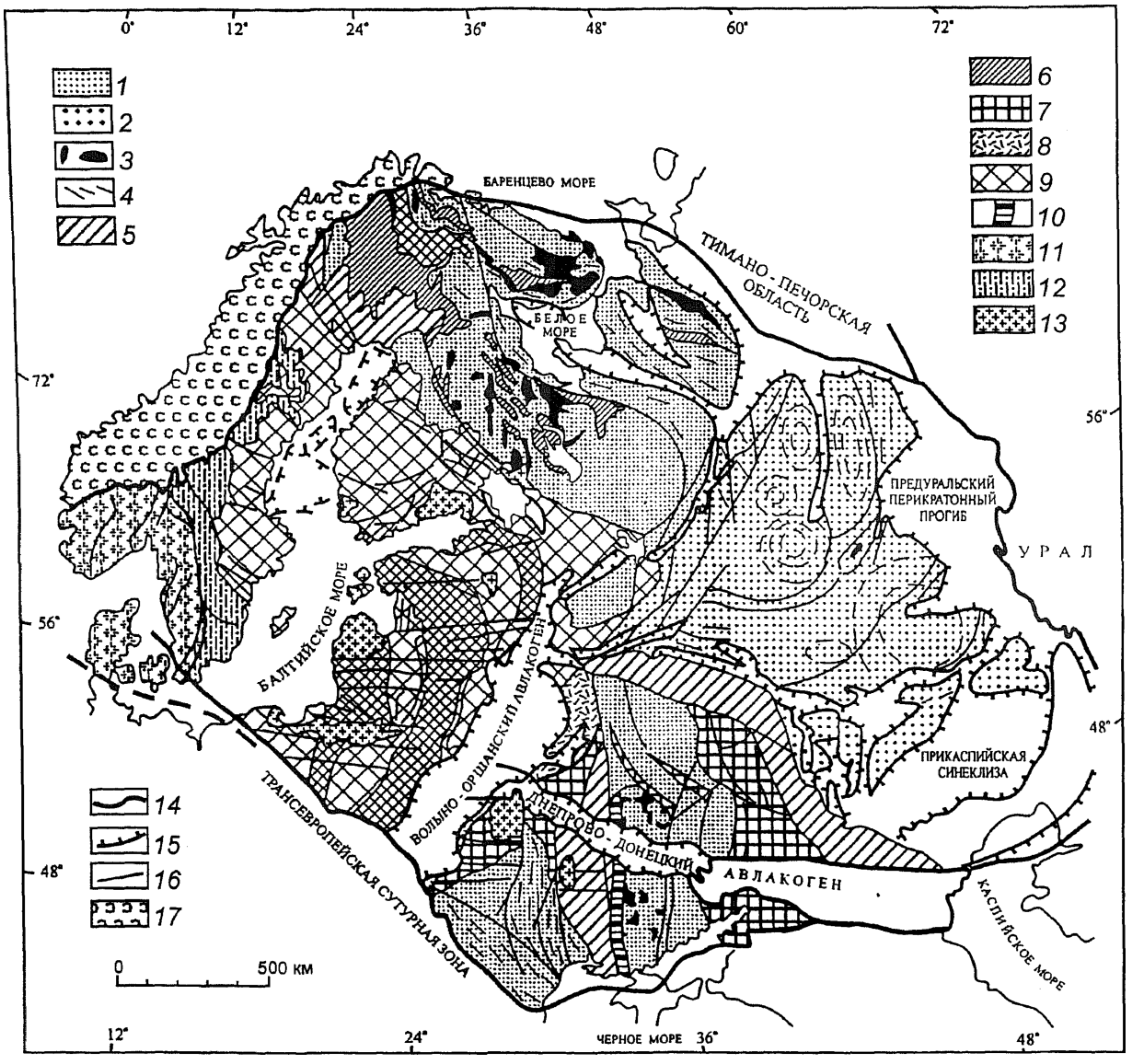


Рис. 4-3. Структура фундамента Восточно-Европейской платформы (по С.В.Богдановой)

1–5 – архейская кора (древнее 2,5 млрд лет) с возрастом: *1* – от 3,7 до 2,7 млрд лет, *2* – от 3,2 до 2,7 млрд лет, *3* – зеленокаменные пояса, *4* – архейская кора, переработанная в палеопротерозое, *5* – архейская кора, погребенная под палеопротерозойскими породами; *6–10* – палеопротерозойская кора (2,5–1,6 млрд лет): *6* – вулканические пояса с возрастом 2,5–2,0 млрд лет, *7* – орогенные пояса с возрастом 2,4–2,1 млрд лет, *8* – то же, 2,0–1,8 млрд лет, *9* – палео- и мезопротерозойская кора (1,7–1,5 млрд лет, затронутая свеконорвежским орогенезом (1,1–0,9 млрд лет), 10 – Трансскандинавский магматический пояс (1,85–1,65 млрд лет); *11* – рапакиви и родственные породы и другие анорогенные граниты (1,8–1,4 млрд лет); *12* – разломы и структурные несогласия; *13* – границы мезо- и неопротерозойских (рифейских) авлакогенов и трогов; *14* – границы Восточно-Европейского кратона; 15 – границы авлакогенов и впадин; 16 – разломы; 17 – Скандинавские каледониды

ты гранитизированного субстрата, представленные двупироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, эндербитами и амфиболитами.

Центрально-Кольский блок имеет весьма сложное чешуйчато-надвиговое строение с общей юго-западной вергентностью и сложен достаточно пестрым составом пород, метаморфизованных в гранулитовой или амфиболитовой фации в интервале 2,9–2,65 млрд лет т.н. Среди пород блока преобладают биотитовые и амфиболовые парагнейсы, тоналитовые или эндербитовые

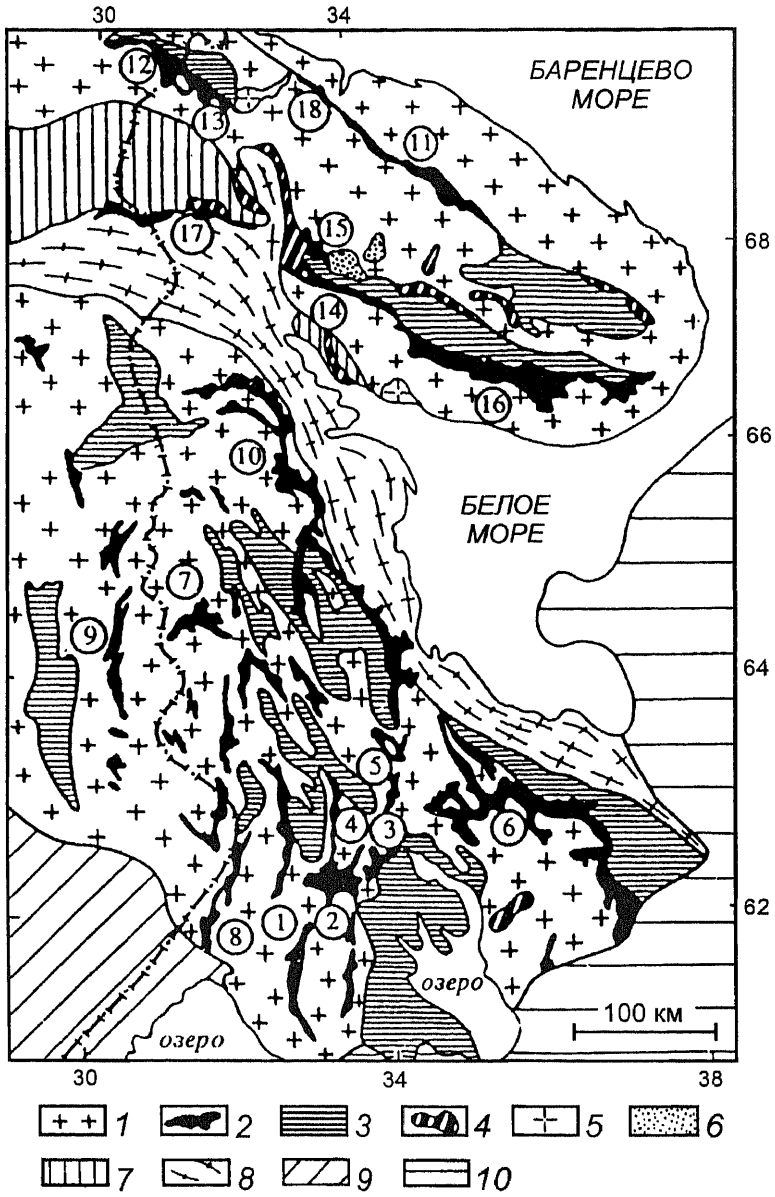


Рис. 4-4. Схема геологического строения восточной части Балтийского щита (по А.Б.Вревскому и др.)

1–3 – зеленокаменные пояса: *1* – саамский (AR_1+AR_2), *2* – лопийский (AR_2), *3* – сумийско-сариолийский (AR_2+PR_1) и ятулийский (PR_1) нерасчлененные комплексы; *4–6* – интрузивные комплексы: *4* – габбро-анортозиты (PR_1), *5* – гранодиориты и чарнокиты (PR_1), *6* – нефелиновые сиениты (PZ); *7–9* – тектонические комплексы: *7* – Лапландско–Колвицкий, *8* – Беломорский, *9* – Свекокарельский; *10* – платформенный чехол. Цифры в кружках – зеленокаменные пояса и структуры: 1 – Хаутаваарская, 2 – Койкарская, 3 – Палаламбинская, 4 – Остерская, 5 – Парандовская, 6 – Каменноозерская, 7 – Костомукшская, 8 – Ялонваарская, 9 – Кухмо-Суомисалми-Типасярви, 10 – Хизоваарская, 11 – Полмос-Поросозерская, 12 – Каскамская, 13 – Аллареченская, 14 – Приимандровская, 15 – Заимандровская (Оленегорская), 16 – Терская, 17 – Корватундровская, 18 – Урагубская

ортогнейсы, гранито-гнейсы, а в зеленокаменных поясах, отличающихся наиболее низкой, эпидот-амфиболитовой ступенью метаморфизма, – магнетит-силикатные породы, кварциты, местами конгломераты и вулканиты. Помимо зеленокаменных поясов, «вписанных» в структуру блока, вдоль его границы с Мурманским блоком выделяется более крупный зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронье. Породы этого пояса моноклинально уходят на северо-востоке под надвиг Мурманского блока. Среди них выделяются, очевидно в

восходящей последовательности, метабазиты с силлами габбро-амфиболитов, метавулканиты среднего и кислого состава, метаосадочные образования – гранат-биотитовые гнейсы и сланцы, что в общем отвечает типичной для подобных структур последовательности их формирования.

Восточная часть Центрально-Кольского блока по строению, составу и возрасту слагающих пород довольно резко отличается от основной его части и ее нередко выделяют в самостоятельный *Кейвский блок* (Кейвские тундры). Основную часть разреза блока составляют амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы, слюдяные и кварцитовидные сланцы, двуслюдяные гнейсы, амфиболиты, рассматриваемые как метавулканиты. Их возраст оценивается в 2,8–2,6 млрд лет. Выше залегают, со следами перерыва и несогласия, сланцы, относящиеся уже к нижнему протерозою. Особое место в строении Кейв занимают щелочные гнейсы и/или граниты спорного генезиса и возраста, относимые либо к ранним метавулканитам (метаигнимбритам), либо, напротив, к поздним интрузивным образованиям. Во всяком случае, окончательное становление структуры Кейв, выраженной купольными формами, судя по датировке метаморфизма, произошло уже в конце раннего протерозоя – 1,7 млрд лет т.н. Но в обрамлении блока еще присутствуют тела габбро-анортозитов с возрастом 2,6–2,45 млрд лет.

К юго-западу от Центрально-Кольского и Кейвского блоков с тем же простиранием протягивается раннепротерозойский осадочно-вулканогенный *Печенга-Варзугский пояс*, состоящий из двух звеньев – более широкой Печенгской впадины и более протяженного Имандра-Варзугского прогиба. Обе структуры характеризуются моноклинальным падением слагающего их мощного комплекса к юго-юго-западу. В северном крыле образования этого комплекса несогласно налегают на архейские гнейсы; этот контакт на глубине около 7 км был пересечен в Печенге Кольской сверхглубокой скважиной. А с противоположной, юго-западной стороны на Печенгскую структуру надвинут Лапландско-Беломорский пояс. Имандра-Варзугский сегмент пояса несколько сдвинут к югу и целиком вписан в структуру Центрально-Кольского блока. С юга его окаймляет верхнеархейский Терско-Аллареченский зеленокаменный пояс (ЗКП), один из наиболее крупных на Кольском п-ове.

Нижнепротерозойский комплекс Печенга-Варзугского пояса образовался в интервале от 2,49–2,45 до 1,87–1,73 млрд лет т.н., причем началось его формирование с внедрения мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузий и даек. Они распространены и к северу от собственно рассматриваемого пояса. Накопление в его пределах осадков и вулканитов создало толщу общей мощностью до 15 км. В ней сложно чередуются вулканиты, представленные пикритами, пикрито-базальтами, толеитовыми базальтами, андезито-базальтами, трахиандезитами, трахитами, дацитами и риолитами, и осадочные породы – конгломераты, кварциты, доломиты, известняки, туфосланцы, встречающиеся в меньшем количестве. Отложение комплекса началось в рифтогенной континентальной обстановке, но далее, как предполагается, она сменилась морской, временами даже глубоководной (турбидиты!). Некоторые исследователи допускают, что рифтинг достиг стадии спрединга, и относят часть вулканитов к разряду энсиматических островодужных, а часть – к типу внутриокеанских островов. Разрез комплекса вмещает в средней части силлы габбро-верлитов, с которыми связано богатое медно-никелевое оруденение Печенги. Метаморфизм комплекса варьирует от пренит-пумпеллиитового до амфиболитового.

Следующий к юго-западу в структуре мегаблока – *Лапландско-Беломорский архейско-раннепротерозойский гранулит-гнейсовый пояс* отличается наибольшей сложностью строения. Как и Печенга-Варзугский, он уходит на северо-западе под покровы каледонид, а на юго-востоке достигает Белого моря. В строении этого пояса выделяются две тектонические единицы, которые могут рассматриваться и как самостоятельные – Лапландско- Колвицкий покровно-надвиговый гранулитовый комплекс и Беломорский гнейсовый.

Гранулитовый комплекс занимает более высокое структурное положение, по составу представлен основными и кислыми гранулитами, а в тектоническом отношении – серией покровных пластин, общая мощность которых могла достигать двух десятков километров. Комплекс в целом полого надвинут к югу: для его подошвы характерно развитие гранатовых амфиболитов. Возраст гранулитового метаморфизма оценивается в 1,95–1,9 млрд лет, но возраст протолитов, по некоторым данным, является позднеархейским.

Беломорский комплекс сложен гнейсами и мигматитами, тектонически подстилает Лапландско-Колвицкий и формирует серию гранито-гнейсовых куполов. Аналогичные купола присутствуют и в Печенга-Варзугском поясе. В месте своего максимального развития к западу от вершины Кандалакшского залива Белого моря область распространения Беломорского комплекса расчленяет Лапландский пояс на две части – большую, северо-западную, собственно Лапландскую, и меньшую, Кандалакшско-Колвицкую, расположенную на северо-восточном побережье Кандалакшской губы.

Возраст Беломорского комплекса определяется как позднеархейский – 2,9–2,8 млрд лет, он коррелируется с возрастом зеленокаменных поясов смежной с юга Карельской гранит-зеленокаменной области (ГЗО), причем установлены непосредственные переходы последних в «беломориды». В раннем протерозое породы

«беломорид» претерпели интенсивную тектоническую переработку, и именно в эту эпоху были образованы характерные для них купольные структуры.

В целом Лапландско-Беломорский пояс представляет типичный гранулит-гнейсовый коллизионный пояс, образование которого началось с рифтинга и, вероятно, спрединга и завершилось коллизией Кольского и Карельского эпиархейских континентальных блоков в конце раннего протерозоя, сопровождавшейся становлением дивергентной, но с явным преобладанием южной вергентности покровной структуры (рис.4-5). Южный пограничный надвиг пояса уходит на глубину 12 км и прослеживается вглубь пояса на 80 км.

Карельская гранит-зеленокаменная область, прилегающая с юга к Лапландско-Беломорскому поясу, отличается общим более низким уровнем метаморфизма и вместе с тем присутствием более древних архейских образований. В ее строении выделяется три комплекса: 1) комплекс гнейсов, гранитов и гранулито-гнейсов, среди которых на востоке установлены породы с возрастом до 3,5 млрд лет; 2) комплекс позднеархейских зеленокаменных поясов, образованных в интервале от 3,0–2,8 до 2,8–2,7 млрд лет т.н., для которых частично выявлено налегание на более древний гранито-гнейсовый субстрат 3) комплекс протоплатформенного чехла, включающий средне-, а на юге и верхнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования.

Зеленокаменные пояса Карелии простираются в северо-северо-западном направлении и по строению своих разрезов в общем отвечают «мировому стандарту» – толеит-коматиитовая толща вулканитов сменяется известково-щелочной, а последняя – обломочной, которую отделяет от остального разреза несогласие; кое-где оно наблюдается и в основании средней толщи и с ним в этом случае связано внедрение интрузий. Присутствие андезитов характерно лишь для Центральной Карелии и Восточной Финляндии. К верхней толще как в Карелии (Костомукша), так и на Кольском п-ове (Оленегорск) приурочены крупные залежи железистых кварцитов. Метаморфизованы породы ЗКП в амфиболитовой фации.

Нижнепротерозойские образования, с резким несогласием перекрывающие архейский фундамент и уже

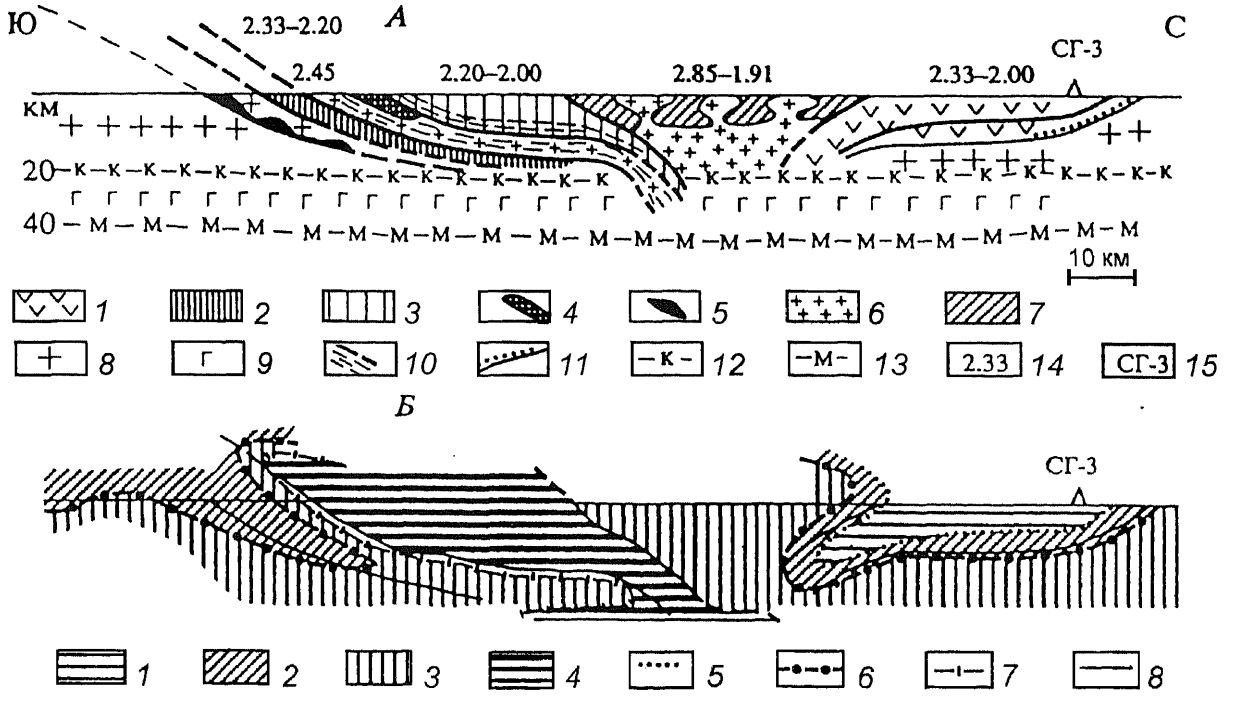


Рис. 4-5. Разрезы через Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс (по В.А.Глебовицкому)

А – геологический: *1* – вулканогенно-осадочные образования печенгской серии; *2* – тектоническая смесь архейских и протерозойских пород; *3* – метаосадочные толщи раннего протерозоя; *4* – расслоенные интрузии габбро-анортозитов; *5* – то же, гипербазит-дунит-гарцбургитовой ассоциации; *6* – гранитоиды купольных структур; *7* – остатки супракрустальных пород зеленокаменных поясов; *8* – гранитоидное основание Печенгской структуры; *9* – гипотетический "базальтовый" слой; *10* – надвиги и зоны рассланцевания; *11* – трансгрессивное налегание; *12, 13* – границы: 12 – Конрада, *13* – Мохо; *14* – возраст пород, млрд лет; *15* – Кольская сверхглубокая скважина.

Б – метаморфический: *1–4* – фации: *1* – пумпеллиит-пренитовая, *2* – зеленосланцевая, *3* – амфиболитовая, *4* – гранулитовая; *5–7* – изограды: *5* – биотита, *6* – граната, силлиманита и кордиерита, *7* – гиперстена; *8* – разломы

весьма слабо метаморфизованные, выполняют многочисленные грабены, представляющие, скорее всего, сдвигово-раздвиговые (pull-apart) впадины. Разрез этих впадин начинается основными вулканитами так называемого сумия, продолжается обломочной толщей сариолия–ятулия и далее опять основными вулканитами людиковия и заканчивается красноцветными кварцевыми песчаниками континентального происхождения.

Свекофеннский мегаблок. Этот мегаблок граничит с Кольско-Карельским мегаблоком вдоль сложнопостроенной зоны тектонических разрывов, пересекающей на северо-западе вершину Ботнического залива и достигающей на юго-востоке Ладожского озера. Вдоль этой зоны флишоидные толщи верхов нижнего протерозоя Свекофеннского мегаблока полого надвинуты (шарьированы) на окраину Карельской ГЗО. К зоне этого надвига тяготеют выходы нижнепротерозойского офиолитового комплекса, здесь достаточно типично выраженного и свидетельствующего о заложении Свекофеннского пояса на коре океанского типа, возникшей, судя по возрасту офиолитов, около 1,9 млрд лет т.н. Однако в тылу Ботническо-Ладожского надвигового фронта в ядрах классических окаймленных гранито-гнейсовых куполов, впервые выделенных здесь П.Эскола, выступают породы архейской континентальной коры и, следовательно, граница Кольско-Карельского континента проходит западнее и он на значительном расстоянии перекрыт покровами Свекофеннид. С этой границей может совпадать зона сдвигов, возникшая в конце развития раннепротерозойской подвижной системы.

Среди образований, слагающих Свекофенниды, различается два типа – островодужный и бассейновый. Первый представлен вулканитами – от основных до кислых, включая метаигнимбриты, а также турбидитами и конгломератами. Вулканические дуги раннепротерозойского возраста развиты в Северной и Центральной Швеции, последняя с продолжением через Аландские о-ва в южную Финляндию. Бассейновые отложения, возникшие, очевидно, в условиях окраинных морей, выражены черными сланцами и граувакками, при усилении метаморфизма превращенными, соответственно, в слюдистые сланцы и гнейсы. Мощность этих отложений достигает 10 км. На заключительной стадии развития Свекофеннид в краевой зоне, прилегающей к их северо-восточному фронту, шло накопление флишоидной толщи так называемого калевия. Внедрение плутонов гранитоидов началось 1,85 млрд лет т.н. с образования разностей мантийного происхождения, достигло кульминации на уровне 1,83–1,77 млрд лет т.н., когда образовались коровые, анатектические граниты, и закончилось малыми плутонами посттектонических гранитоидов 1,7 млрд лет т.н. Интенсивность деформаций хотя и снижается с удалением от надвигового фронта, но остается все же значительной, вплоть до изоклинальной складчатости и надвигов.

На северо-западе Свекофенниды уходят под покровы каледонид, местами появляясь в их тектонических окнах, а на юго-западе отделяются от более молодого по возрасту коры Свеконорвежского мегаблока сутурой меридионального простирания. С востока к этой сутуре прилегает несогласно наложенный на Свекофенниды краевой *Трансскандинавский вулкано-плутонический пояс*, сложенный магматитами мантийного происхождения с возрастом 1,75–1,65 млрд лет. Несколько более молодой возраст – 1,7–1,54 млрд лет, имеют плутоны гранитов рапакиви, сопровождаемых габбро и анортозитами, внедренные в южную часть Балтийского щита, как в свекофеннскую, так и в карельскую эпоху.

Свеконорвежский мегаблок занимает крайнюю юго-западную часть Балтийского щита и Скандинавского п-ова, юго-западную Швецию и юго-восточную Норвегию, продолжаясь под фанерозойским чехлом в пределы Дании, на юге которой породы мегаблока вскрыты бурением. По своей структуре, истории развития и времени окончательной кратонизации этот мегаблок резко отличается от двух других мегаблоков щита и вообще от остального фундамента ВЕП. Зато он близок в этих отношениях к Гренвильскому поясу Северной Америки и вследствие этого рассматривается как восточное его продолжение (рис.4-6). Наиболее древние породы мегаблока датируются в 1,75 и даже до 1,9 млрд лет, что в какой-то мере соответствует Свекофеннидам, но они подверглись переработке на уровне 1,6 млрд лет и повторно 1,2–0,9 млрд лет т.н. Первая эпоха в скандинавской литературе именуется *готской;* в ней различают две фазы: 1,7 и 1,6 млрд лет, а вторая эпоха – *дальсландской*, или свеконорвежской; она, собственно, и отвечает гренвильскому орогенезу. В готскую эпоху происходило образование довольно мощного вулкано-плутонического комплекса, который частично синхронен трансскандинавскому, а дальсландскому орогенезу предшествовало накопление одноименной толщи терригенных осадков с подчиненными бимодальными вулканитами. В заключительную фазу дальсландского орогенеза внедрились плутоны посттектонических гранитов с возрастом 1,0–0,9 млрд лет.

Внутренняя структура Свеконорвежского мегаблока отличается значительной сложностью и фактически представляет коллаж террейнов. Непосредственно к востоку от сутуры Гота-Эльв, отделяющей данный мегаблок от Свекофеннского вместе с Трансскандинавским поясом, в меридиональном направлении простирается блок, сложенный доготскими гнейсами, в основном ортогнейсами, с возрастом 1,7 млрд лет. Разломы

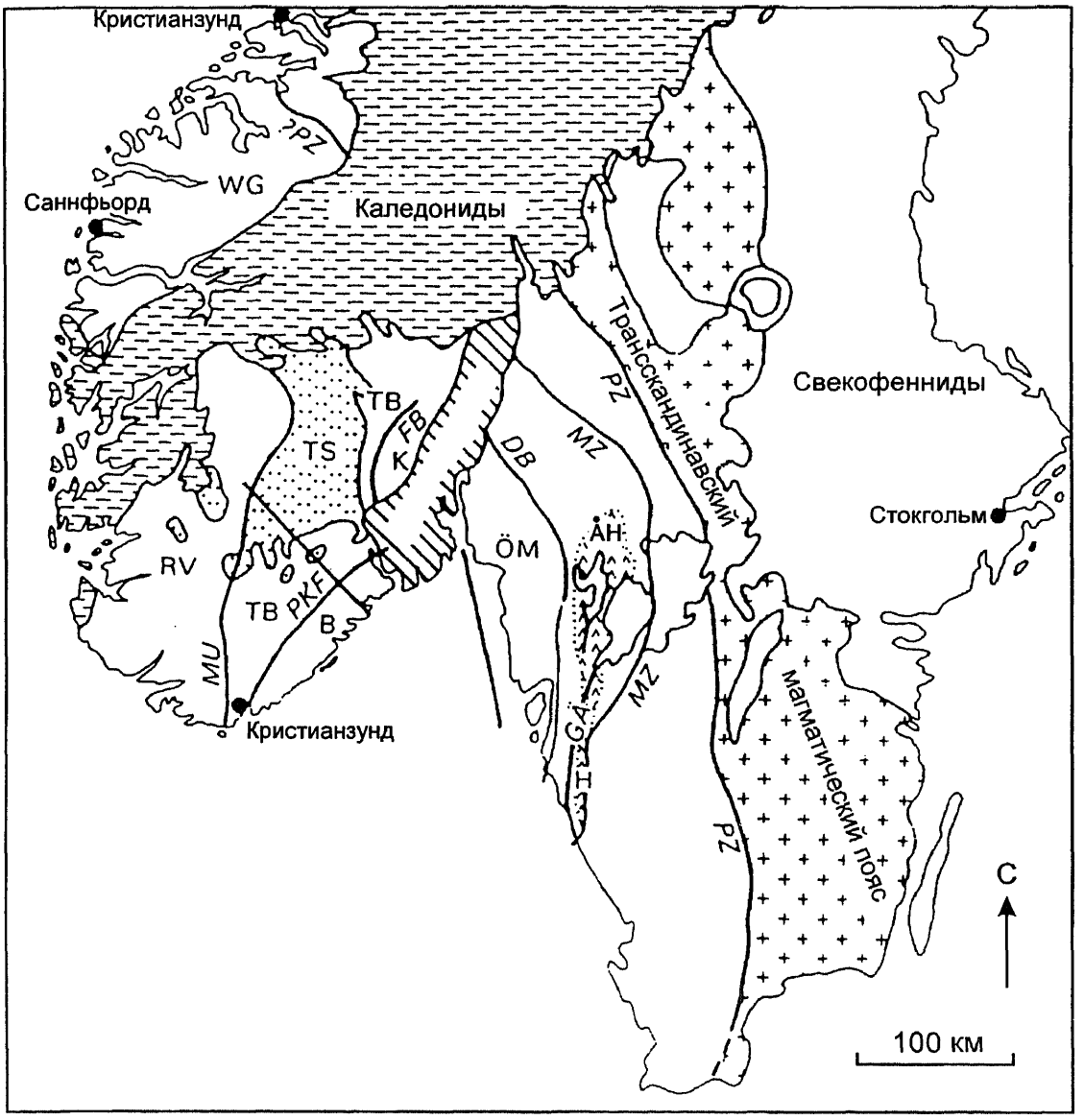


Рис. 4-6. Геологические подразделения южной Скандинавии (по И.Стармеру)

Схема показывает разделение протерозойских секторов крупными зонами скалывания (shear zones). Докембрий к западу от района Осло: К – сектор Конгсберг, В – сектор Бамбле (пояс Конгсберг-Бамбле); ТВ – комплекс фундамента Телемарк, TS – супракрустальная свита Телемарк (сектор Телемарк); RV – сектор Рогалан-Вест-Агдер; WG – Западный Гнейсовый район. Докембрий к востоку от района Осло: ÖM – поле Эстфёл–Марстранд; ÅH – поле Омоль–Хорред. Зоны скалывания, на западе: *FB* – брекчия трения, *PKF* – разлом Порсгрунн-Кристиансанд, *MU* – зона Мандал-Устаосет; на востоке: *PZ* – Протогиновая зона, *MZ* – Милонитовая зона, *DB* – краевой надвиг Дальсланда, *GÄ* – зона Гёта-Эльв

так называемой Милонитовой зоны отделяют этот блок от следующего к западу блока Омоль-Хорред, сложенного вулкано-плутоническим известково-щелочным комплексом, сформированным 1,6 млрд лет т.н. Предполагается, что гнейсы к востоку от Милонитовой зоны примерно одновозрастны этому комплексу, но отличаются более высокой степенью деформированности, метаморфизма и мигматизации. Следующий к востоку блок Эстфёль-Марстранд сложен островодужными вулканитами и граувакками, метаморфизованными и деформированными 1,76 млрд лет и повторно 1,6 млрд лет т.н., одновременно с более восточным блоком. На севере оба этих блока уходят под покровы каледонид, а на западе блок Эстфёль-Марстранд состав-

ляет восточное ограничение пермского грабена Осло. Кратонизация обоих блоков в основном завершилась на уровне 1,6 млрд лет т.н., о чем свидетельствует несогласное их перекрытие осадочной формацией Даль, которая, впрочем, подверглась зеленосланцевому метаморфизму и складчато-надвиговым деформациям в основном восточной вергентности в дальсландскую эпоху с внедрением гранитов Бохус (0,92 млрд лет).

Непосредственно к западу от грабена Осло расположен блок Конгсберг-Бамбле, сложенный метаморфизованными в амфиболитовой или гранулитовой фации карбонатно-терригенными осадочными породами, интрудированными гранитами и габбро. Этот комплекс испытал две фазы деформаций и метаморфизма – готскую – 1,7 млрд лет т.н. и дальсландскую – 1,12 млрд лет т.н. Еще западнее, в собственно Южно-Норвежском блоке кристаллический комплекс гнейсов и мигматитов с реликтами метаосадков и метавулканитов несогласно перекрыт осадочно-вулканогенным (бимодальным) комплексом Телемарк, слабо метаморфизованным, но прорванным интрузиями гранитоидов дальсландского возраста. Нижняя часть комплекса Телемарк, отделенная некоторым несогласием от верхней, может представлять менее метаморфизованные аналоги «комплекса основания», а остальная – быть эквивалентом серии Даль восточной части мегаблока. Еще западнее района Телемарк, в направлении побережья Норвежского моря, метаморфизм повышается до гранулитового, и здесь, в районе Эгерсун-Сонгдаль располагается крупный плутон анортозитов, внедренный в весьма сложно и многократко деформированные парагнейсы. Становление гранитов Арендаль, одновозрастных гранитам Бохус, завершает доплатформенную историю Южно-Норвежского блока.

Тектонические единицы, выделенные в пределах Балтийского щита, находят свое продолжение, по данным геофизики и бурения, под чехлом в северной и северо-западной частях ВЕП. Про Свеконоргиды уже говорилось выше, что они продолжаются в Данию. Трансскандинавский пояс находит свое продолжение в северо-восточной Польше, а Свекофенниды в государствах Балтии и в Белоруссии. Карельская гранит-зеленокаменная область продолжается к югу от Ладожского и Онежского озер в смежную часть Русской плиты, а структуры Лапландско-Беломорского пояса и Кольского мегаблока уходят под чехол Мезенской синеклизы (см. ниже), достигая надвигового фронта Тимана. Южное и юго-восточное ограничение данного щита с его погребенными склонами практически совпадает с системой рифейских авлакогенов, пересекающих Русскую плиту от Белоруссии до Тимана.

Украинский и Воронежский кристаллические массивы, разделенные в девоне Днепровско-Донецким рифтом, имеют много общего в своей раннедокембрийской структуре и составляют части другого крупного сектора фундамента ВЕП, названного Н.С.Шатским Сарматским щитом.

Украинский массив, чаще называемый также щитом, имеет ярко выраженное блоковое строение (рис.4-7). Центральное место в этом ансамбле блоков занимает *Среднеприднепровский блок*, представляющий фрагмент типичной гранит-зеленокаменной области. Наиболее древним ее элементом считается так называемый аульский комплекс, состоящий из пород, метаморфизованных в гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фации: гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов с расслоенными телами габбро и ультрамафитов. Породы эти выступают на небольшой площади в весьма сложных тектонических условиях и ни о какой их нормальной последовательности не может быть речи. С ними ассоциируются тоналиты, по цирконам из которых получена датировка в 3810 млн лет, свидетельствующая о принадлежности данного комплекса к числу древнейших.

Зеленокаменные пояса Среднеприднепровского блока в отличие от кольско-карельских имеют среднеархейский возраст – 3,3–3,2 млрд лет. Опять же в отличие от последних они не образуют линейных структур, а заполняют синформные промежутки между гранито-гнейсовыми куполами, среди которых имеются выходы раннеархейского аульского комплекса, на который ЗКП местами ложатся несогласно с корой выветривания в основании. Сами же гранитоиды куполов, в основном тоналитового состава, датированы в 3,1–2,8 млрд лет.

ЗКП данного блока имеют, как обычно, трехчленное строение, но состав этих подразделений не вполне обычен. Нижнее подразделение наряду с коматиитами и толеитами содержит андезиты, среднее является в основном обломочным, но со значительными залежами железистых кварцитов, и залегает несогласно на нижнем, а верхнее не только обломочное и джеспилитово-кремнистое, но и вулканогенное, андезит-базальтовое. Метаморфизованы эти породы в зеленосланцевой, реже амфиболитовой фации.

Как это обычно наблюдается в отношении ГЗО, смежные блоки надвинуты на Среднеприднепровский блок. При этом вдоль его западного ограничения меридионально протягивается асимметричный *Криворожский синклинорий*, выполненный нижнепротерозойскими отложениями. В восточном пологом крыле синклинория эти отложения залегают трансгрессивно, с грубообломочными осадками и вулканитами в основании, на архейских гранитоидах. Западное же крыло синклинория перекрыто по надвигу восточной вергентности образованиями смежного Кировоградского блока. В средней части своего разреза криворожская серия содержит мощные залежи железистых кварцитов,

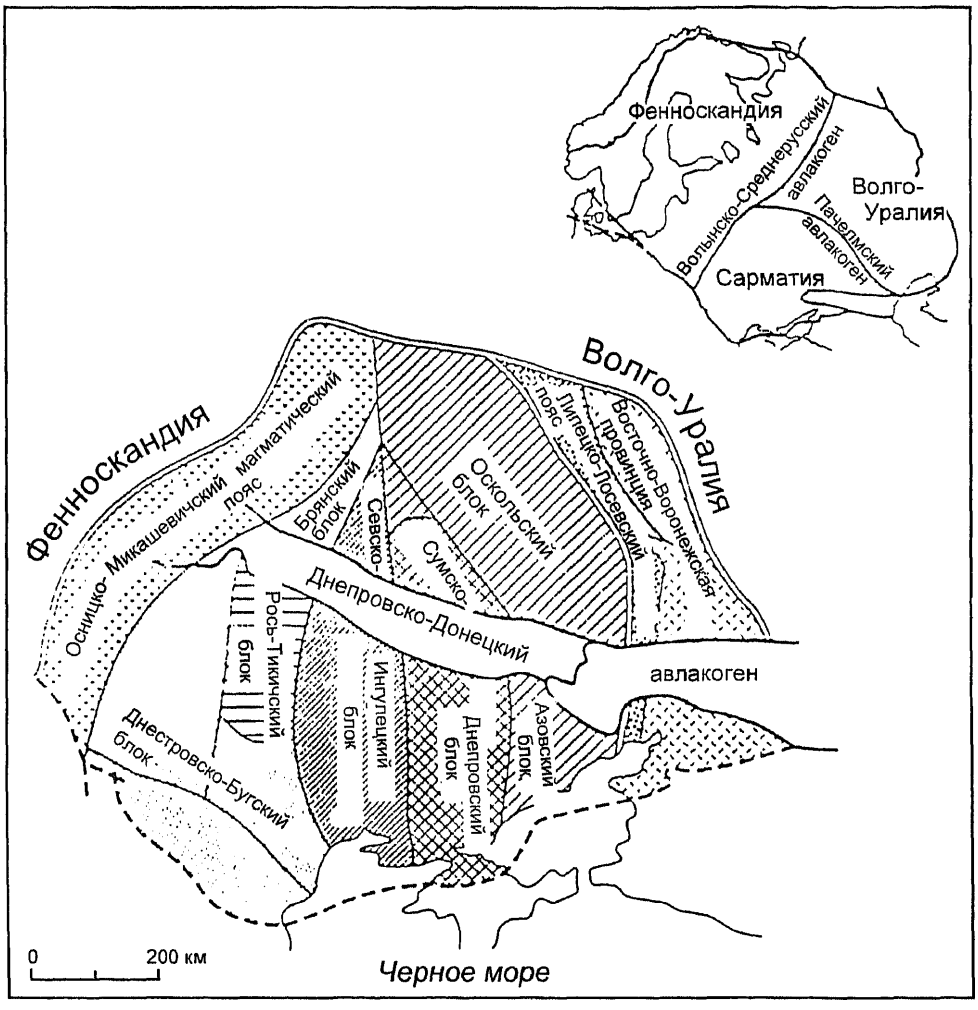


Рис. 4-7. Схема блоковой структуры Сарматского сегмента Восточно-Европейской платформы (по А.А.Щипанскому и С.В.Богдановой)

а разрез этой в основном терригенной толщи заканчивается снова грубообломочными породами. Мощность достигает 8 км, метаморфизм от высоких ступеней зеленосланцевой до низких – амфиболитовой фации.

Смежный с запада *Кировоградский блок* обладает архейским основанием, метаморфизованным в гранулитовой- амфиболитовой фациях, и нижнепротерозойским обломочным чехлом, испытавшим метаморфизм амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фации. Оба эти комплекса прорваны гранитоидами, образованными в две фазы – 2,2–2,0 и 2,0–1,8 млрд лет т.н., последняя из них прорывает и криворожскую серию. Помимо этих гранитоидов Кировоградский блок вмещает крупный Корсунь-Новомиргородский плутон гранитов рапакиви и габбро-анортозитов.

На западе Кировоградский блок отделен Одесско-Каневской зоной распространения нижнепротерозойских отложений криворожского типа, но значительно более узкой, чем Криворожская, от *Волыно-Подольского блока*, самого западного в Украинском щите. Этот блок характеризуется прежде всего, особенно в своей южной, подольской части, широким развитием пород, метаморфизованных в гранулитовой или высокотемпературной амфиболитовой фации и по-

этому может рассматриваться с известным основанием как фрагмент гранулито-гнейсового пояса. Этим породам обычно приписывается и весьма древний, раннеархейский возраст, хотя надежные датировки отсутствуют. Но их принадлежность, во всяком случае, к архею доказывается прорыванием гранитами с возрастом 2,8–2,7 млрд лет.

Преимущественно в северной части блока распространены нижнепротерозойские образования, аналогичные известным в Кировоградском блоке и, подобно последним, интрудированные гранитоидами с возрастом 2,0–1,9 млрд лет. Это терригенные и вулканогенные образования, метаморфизованные в амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фации. Их, в свою очередь, несогласно перекрывают более молодые, но все еще нижнепротерозойские обломочные отложения с подчиненными основными вулканитами, метаморфизованные в зеленосланцевой фации.

Северная, волынская часть блока вмещает крупный Коростенский плутон гранитов рапакиви и габбро-анортозитов, который, как и его аналог в Кировоградском блоке, имеет возраст 1,75 млрд лет. На северную же часть блока, включая этот плутон, несогласно наложен широтный Овручский грабен (рифт), выполненный бимодальными вулканитами и обломочными осадками, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. Их возраст находится в пределах 1,3–1,0 млрд лет, т.е. относится к среднему протерозою (среднему рифею).

Наиболее восточное положение в Украинском щите занимает *Приазовский блок*, отделенный от Среднеприднепровского Орехово-Павлоградской зоной разломов. Этот блок по составу пород во многом подобен Волыно-Подольскому и Кировоградскому западной части щита. Слагающее его разнообразные гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты и железистые кварциты, метаморфизованные в гранулитовой или амфиболитовой фации, относят к архею, так как они интрудированы гранодиоритами с возрастом 2,8 млрд лет. Однако спецификой Приазовского блока является Восточно-Азовский щелочной плутон, включающий нефелиновые сиениты и мафиты–ультрамафиты; возраст этого плутона 1,7 млрд лет.

В погребенном под чехлом Ростовском выступе Украинского щита центральную часть занимает продолжение архейского комплекса Приазовского блока, переработанного в раннем протерозое, а севернее и южнее устанавливается распространение нижне- и средне(?)протерозойских образований, на севере криворожского типа, а на юге преимущественно гранитоидов.

Воронежский массив. В строении Воронежского массива различают три блока, из которых западный – *Брянский*, и центральный – *Курский*, довольно легко сопоставляются с центральной частью Украинского щита (см. рис.4-7). Наиболее древним здесь является Обоянский комплекс, состоящий из метабазитов и метаграувакк, превращенных в амфиболиты и гнейсы и вмещающий габбро-анортозиты с возрастом около 3,2 млрд лет. Этот комплекс образует в Брянском блоке основание зеленокаменных поясов, в составе которых присутствуют коматиитовые и толеитовые базальты, дациты и риолиты. В смежном с востока Курском блоке развита одноименная нижнепротерозойская серия, являющаяся аналогом криворожской Украинского щита – терригенная, с участием в верхах карбонатов и вулканитов, возраст последних – 2,1–2,0 млрд лет. Близкий возраст имеют и комплексы интрузий мафитов–ультрамафитов и габбро-диоритов–гранодиоритов, прорывающие образования курской серии.

В восточном, *Воронежско-Куйбышевском блоке* массива развита песчано-сланцевая флишоидная толща, вмещающая тела расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий с медно-никелевым оруденением и возрастом 2,1–2,0 млрд лет, перекрытая вулканогенно-осадочной толщей, на которой несогласно залегают траппы – 2,0 млрд лет.

В общем для Украинского щита и Воронежского массива, первоначально составлявших единый Сарматский щит, характерно чередование блоков эпиархейской консолидации, частично (на западе) перекрытых нижнепротерозойским чехлом, подвергнутых переработке и гранитизации в конце раннего протерозоя, с узкими, вытянутыми в меридиональном направлении подвижными системами (протогеосинклиналями) того же возраста. Эти особенности заметно отличают Сарматский сектор фундамента ВЕП от Балтийского.

На востоке ВЕП ее фундамент вскрыт скважинами в Татарском своде Волго-Уральской антеклизы, одной из них на глубину до 3,5 км. Здесь выделено два петрографически различных комплекса, один заведомо архейский, поскольку он прорван диоритами–плагиогранитами с возрастом 2,7 млрд лет, и другой, отнесенный также к архею, поскольку, как и первый, метаморфизован в гранулитовой фации 2,47 млрд лет т.н. Первый комплекс сложен преимущественно породами первично магматического происхождения известково-щелочного ряда, второй – высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами.

Среди этих образований присутствуют еще узкие троговые зоны, выполненные основными метавулканитами, вероятно, представляющие «корни» позднеархейских зеленокаменных поясов. Все эти комплексы интрудированы калиевыми гранитами с возрастом 1,8 млрд лет, что свидетельствует об их раннепротерозойской переработке.

Внутренняя структура архейского фундамента Волго-Уральской области отличается большой сложностью и носит чешуйчато-надвиговый характер.

4.1.2. Ранние авлакогены и чехол платформы

Кратонизация почти всей площади ВЕП, исключая Свеконорвежский блок, закончилась в начале среднего протерозоя внедрением плутонов гранитов рапакиви, известных не только в западной части платформы, но и на западном склоне Урала. Средний и поздний протерозой до раннего венда включительно составляют авлакогенную стадию развития платформы, как ее впервые выделил А.А.Богданов.

Зарождение некоторых рифтогенных грабенов в пределах ВЕП относится уже к первой половине среднего протерозоя, к *раннему рифею* (рис.4-8). Такие грабены известны в Швеции, на юге Карелии (Ладожский грабен), в западной (Орша), центральной и восточной частях Русской плиты. Все они заполнены в основном континентальными обломочными красноцветами, а в некоторых из этих структур присутствуют и вулканиты – только основные (Ладога) или бимодальные (субиотний Швеции). Значительно более мощными (несколько тысяч метров) являются нижнерифейские образования в классическом разрезе Башкирского антиклинория западного склона Урала, где в их составе присутствуют и морские карбонаты. Здесь эти отложения отвечают рифтовой стадии формирования пассивной окраины Восточно-Европейского континента (Балтики).

В *среднем рифее* Среднерусская система авлакогенов, пересекающая платформу от Волыни до Тимана, была уже практически полностью сформирована вместе с ее юго-восточным Пачелмским ответвлением и северными ветвями. Продолжали развиваться и расширились рифтогенные впадины и на Балтийском щите (иотний Швеции и его аналоги). Выполнение рифтов по-прежнему в основном обломочное и континентальное, с участием вулканитов; мощности измеряются сотнями метров. На западном склоне Урала также продолжается рифтинг с более мощным (тысячи метров) осадконакоплением и бимодальным вулканизмом. Аналогичное развитие обнаруживал и будущий Тиманский кряж.

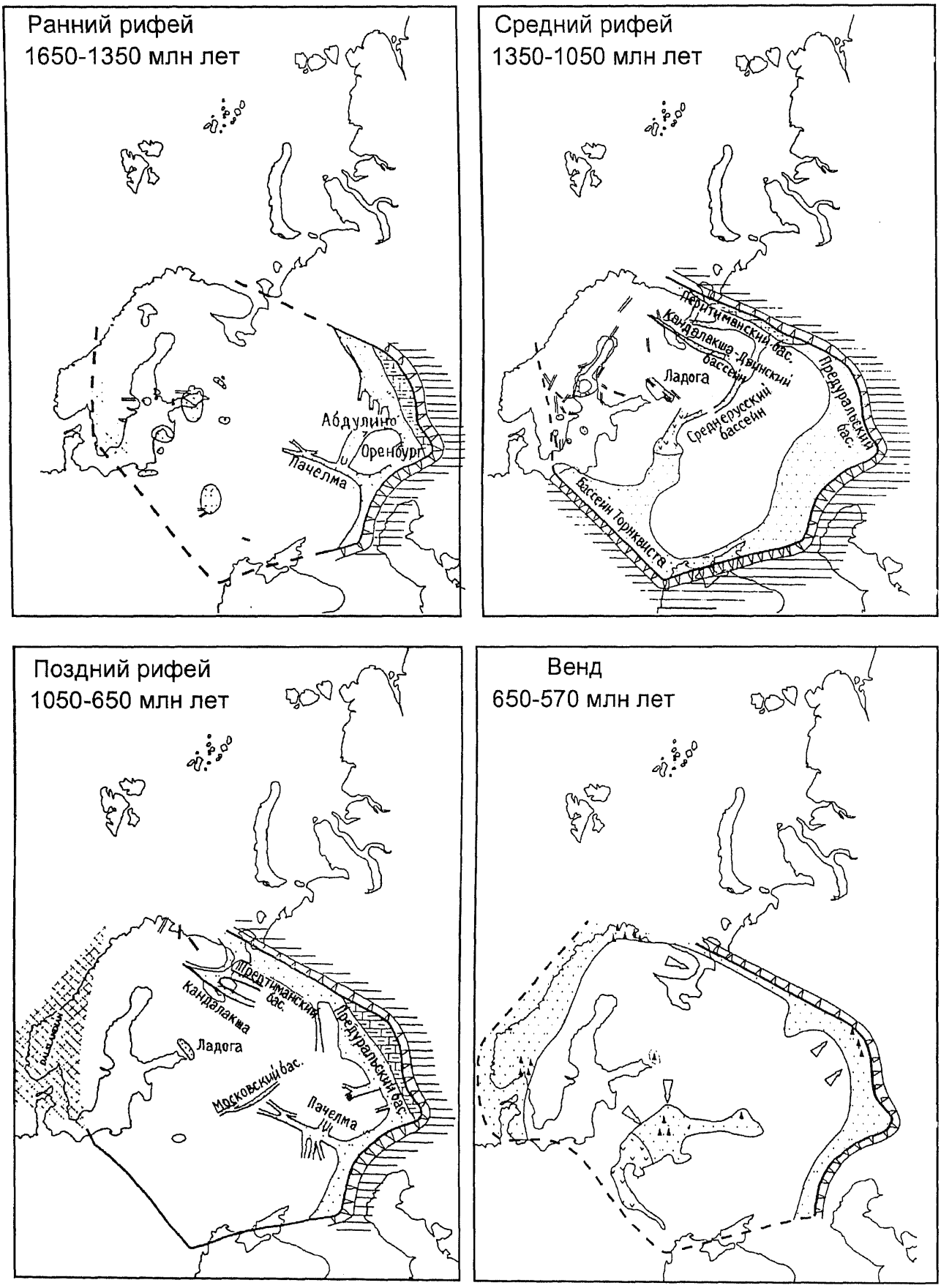
Завершается эта стадия эволюции ВЕП и ее окраин в неопротерозое – *позднем рифее* и *раннем венде*. В *позднем венде* (см. рис.4-8) авлакогенная стадия сменяется плитной (ортоплатформенной), в центральной части Русской плиты образуется обширная впадина, объединяющая будущие Балтийскую, Московскую и Мезенскую синеклизы, а на Тиманской и Уральской окраинах ВЕП появляются турбидиты, свидетельствующие о соседстве глубоководного бассейна. В *конце венда* эти окраины испытывают деформации сжатия, продолжающиеся в *кембрии*. На платформе они сказались в общей регрессии моря, достигшей кульминации в позднем кембрии.

Новая волна погружений охватила платформу в начале *ордовика*, когда восстановился Балтийско-Московский бассейн с продолжением на северо-запад в Скандинавию. Четко проявлены не только тимано-уральская пассивная окраина ВЕП, но и западная, обращенная к «морю Торнквиста». Как на подводных окраинах ВЕП, так и в направлении центральной части внутреннего моря песчано-глинистые осадки сменялись карбонатными. Начиная с позднего *силура* повсеместно ощущается регрессия и к концу раннего девона практически вся площадь ВЕП превращается в сушу; заканчивается каледонский этап ее развития, совпадая с орогенезом вдоль северо-западного и юго-западного обрамления платформы.

Новый этап развития ВЕП – герцинский – начинается в *среднем девоне* (см. рис.4-8) трансгрессией моря с востока. Московская синеклиза с этого времени выступает как самостоятельная структура, в то время как южную часть Балтийской синеклизы наследует Польско-Литовская впадина, а южнее обособляется Львовская. Образуется Припятско-Днепровско-Донецкая рифтовая система, и в качестве глубоководного бассейна, некомпенсированного осадконакоплением, выступает Прикаспийская впадина. В центральной части Русской плиты в основании герцинского ряда формаций залегает лагунная соленосная формация, сменяющаяся мелководной карбонатной. Последняя развита и вдоль юго-западной окраины платформы. В Припятско-Днепровско-Донецком авлакогене мощная соленосная формация образуется в позднем девоне. Как здесь, так и в некоторых более северных районах, вплоть до Тимана, в *позднем девоне* происходят также излияния щелочных базальтов, а на Кольском п-ове внедряются крупные плутоны нефелиновых сиенитов (Хибины, Ловозеро).

В *карбоне* и начале *перми* в большей части платформенных бассейнов, включая окраинные, преобладало мелководное карбонатонакопление; временами, как в раннем визе, оно прерывалось регрессиями с образованием паралических угленосных толщ. Область наибольших погружений постепенно сместилась к востоку, в Волго-Уральскую область. Существовавшие здесь еще в среднем девоне поднятия – Татарский, Башкирский, Токмовский своды постепенно превратились в погребенные структуры, а Воронежская и Белорусская антеклизы, напротив, стали испытывать поднятие. Интенсивное погружение и паралическое угленакопление происходило в Донецком бассейне, на восточном продолжении Днепровско-Донецкого авлакогена.

В середине ранней перми (в начале средней перми по западной терминологии) в развитии ВЕП наступил определенный перелом (рис.4-9). Он был связан с началом орогенеза на востоке, на Урале и на юге, вклю-


Ранний рифей
1650-1350 млн лет
Абдулино
Оренбург
Пачелма
Средний рифей
1350-1050 млн лет
Ладога
Среднерусский бассейн
Предуральский бас.
Бассейн Торнквиста
Поздний рифей
1050-650 млн лет
Кандалакша
Ладога
Московский бас.
Пачелма
Предуральский бас.
Венд
650-570 млн лет

чая Донецко-Каспийскую зону. Это привело к частичной изоляции Прикаспийской впадины и к мощному соленакоплению в ней в кунгуре, распространившемуся и на Предуральский прогиб. Последний обособился еще в начале перми в качестве глубоководного прогиба, отделенного от эпиконтинентального Восточнорусского моря барьерным рифом. Само это море тоже постепенно осолонялось и после кратковременного расширения в казанский век превратилось в *конце перми – раннем триасе* во внутриконтинентальный озерный водоем. То же произошло с Днепровско-Донецкой и Прикаспийской впадинами и, в конечном счете, с Польско-Литовской впадиной, которая еще в начале поздней перми была восточным окончанием огромного Среднеевропейского солеродного Цехштейнового бассейна. В итоге к *среднему триасу* вся площадь платформы превратилась в сушу, завершив этим герцинский цикл своего развития. Слабые погружения с накоплением континентальных осадков продолжались лишь в Днепровско-Донецкой и Прикаспийской впадинах и в Предуральском прогибе. Эта картина сохранялась и в *позднем триасе*, и в *ранней юре*, но в конце этой эпохи со стороны Тетиса начинается морская трансгрессия, достигающая окраин Донбасса и Приазовья и открывающая киммерийско-альпийский этап развития ВЕП. В *средней юре* трансгрессия распространяется на юге до Поволжья и Подмосковья и охватывает западную периферию платформы. В *поздней юре* трансгрессия продолжала расширяться, охватив все впадины южной половины Русской плиты и приведя к смене терригенного осадконакопления терригенно-карбонатным. Южные бассейны, периферические по отношению к океану Тетис, соединились на северо-востоке с бореальным Баренцевоморским бассейном. Но в *раннем мелу* трансгрессия сменяется регрессией, а после возврата моря в нем снова отлагаются терригенные осадки. В *позднем мелу* трансгрессия достигает максимального развития, охватывая весь юг и запад платформы с накоплением преобладающих карбонатных осадков во впадинах. В *раннем палеогене* площадь моря несколько сокращается и соответственно возрастает доля обломочного материала в составе осадков.

С наступлением *олигоценовой эпохи* северная и центральная части платформы окончательно втягиваются в поднятие, и погружения продолжаются лишь на юге, в Днепровско-Донецкой и Прикаспийской впадинах, в Среднем Поволжье и Причерноморье. Причем морские условия чередуются с континентальными, известняки и мергели с обломочными осадками. Так продолжается в течение всего неогена, и завершается развитие ВЕП.

Структурный план платформы (см. рис.4-2), по существу, вполне определился уже в начале герцинского этапа ее эволюции, продолжая затем унаследованно развиваться. На северо-западе постоянно устойчиво воздымался Балтийский шит. К югу от него располагались Балтийская и Московская синеклизы, разделенные с девона Латвийской седловиной. В позднем па-

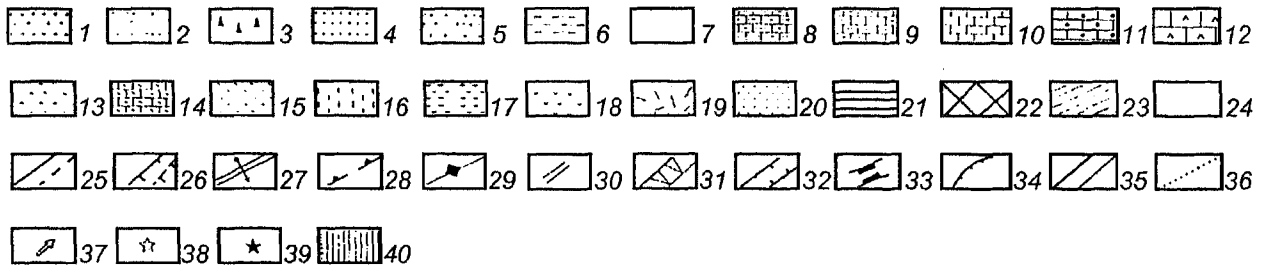


Рис. 4-8. Палеотектонические/палеогеографические карты Восточно-Европейского кратона (по А.М.Никишину и др.)

1 – континентальные пески; *2* – континентальные пески и глины; *3* – тиллиты (ранний венд); *4* – аллювиально-дельтовые и мелководно-морские, преимущественно пески; *5* – то же, пески и глины; *6* – мелководно-морские пески и глины; *7* – то же, только для докембрия и раннего кембрия; *8* – мелководно-морские пески, глины и карбонаты; *9* – мелководно-морские карбонаты и глины; *10* – преимущественно карбонаты; *11* – карбонаты, главным образом коралловые и/или водорослевые; *12* – карбонаты и эвапориты; *13* – главным образом эвапориты; *14* – относительно глубоководные карбонаты, глины и кремнистые аргиллиты; *15* – то же, глины и кремнистые аргиллиты; *16* – относительно глубоководные кластолиты и/или карбонаты; *17* – турбидитовые серии, флиш; *18* – плато-базальты; *19* – кислые вулканиты и кластолиты; *20* – гранитные интрузии (ранний рифей); *21* – океанские бассейны; *22* – активные складчатые пояса; *23* – то же, утратившие активность; *24* – поднятия внутри кратона; *25* – границы кратона и главных тектонических единиц; *26* – крупные активные разломы; *27* – оси спрединга; *28* – зона субдукции; *29* – оси инверсии; *30* – дайковые системы (докембрий); *31* – континентальный склон; *32* – рифты; *33* – сильно утоненная континентальная или океанская кора; *34* – крупные активные надвиги; *35* – границы литологических зон; *36* – эрозионные границы картируемых интервалов; *37* – направление привноса обломочного материала; *38* – орогенный вулканизм; *39* – базальтовый вулканизм; *40* – неустановленный континентальный террейн

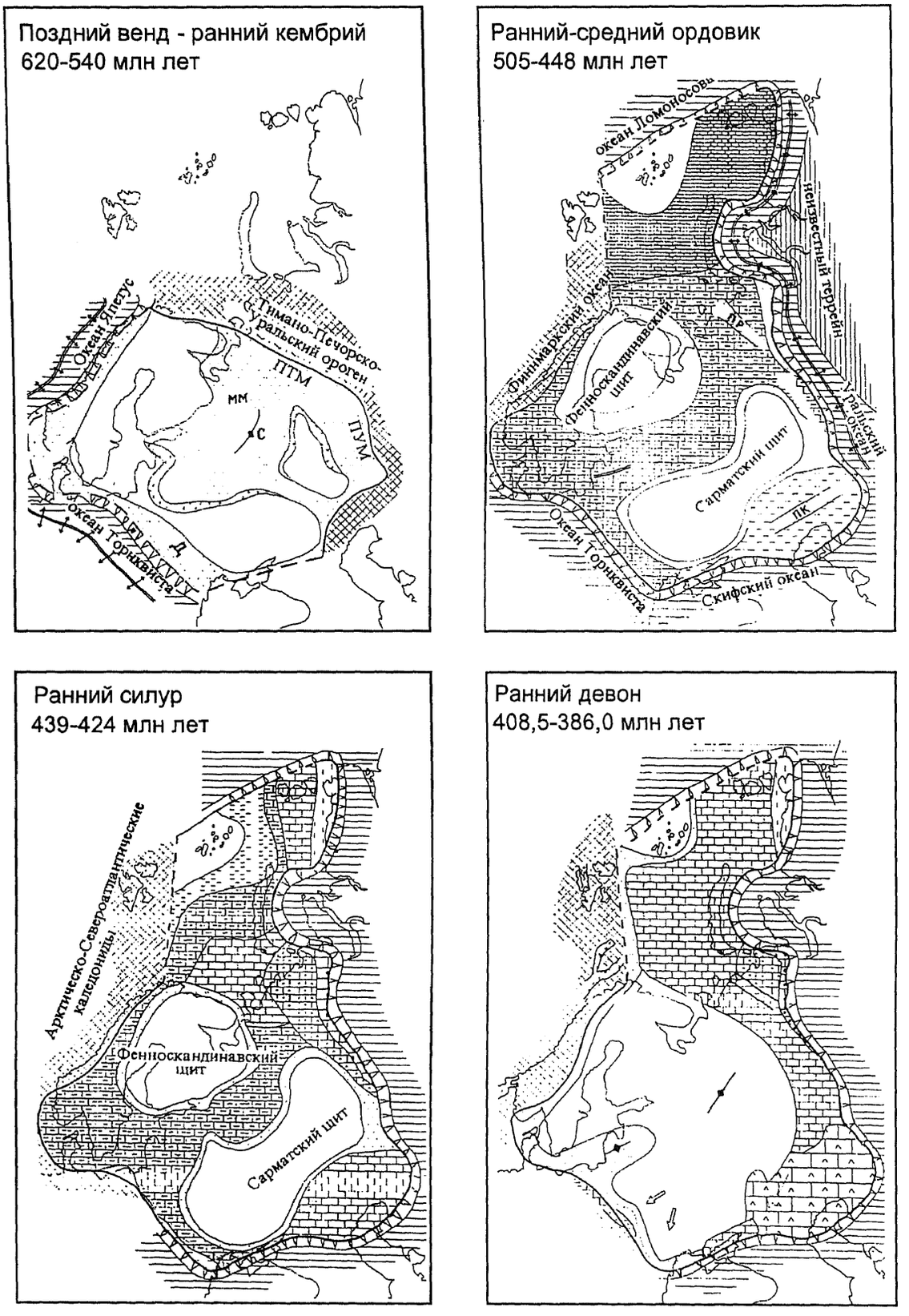


Рис. 4-8 (продолжение)

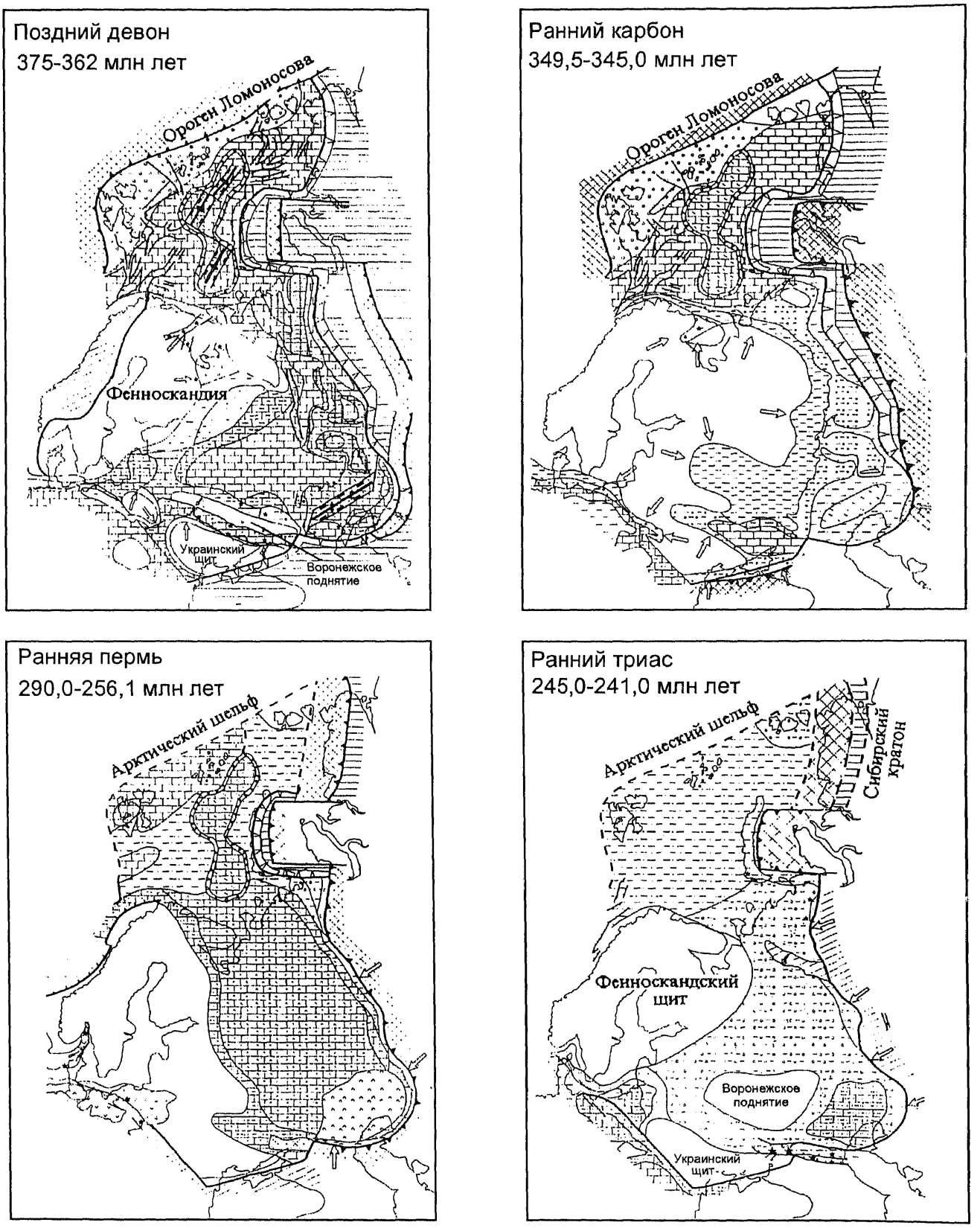


Рис. 4-8 (окончание)

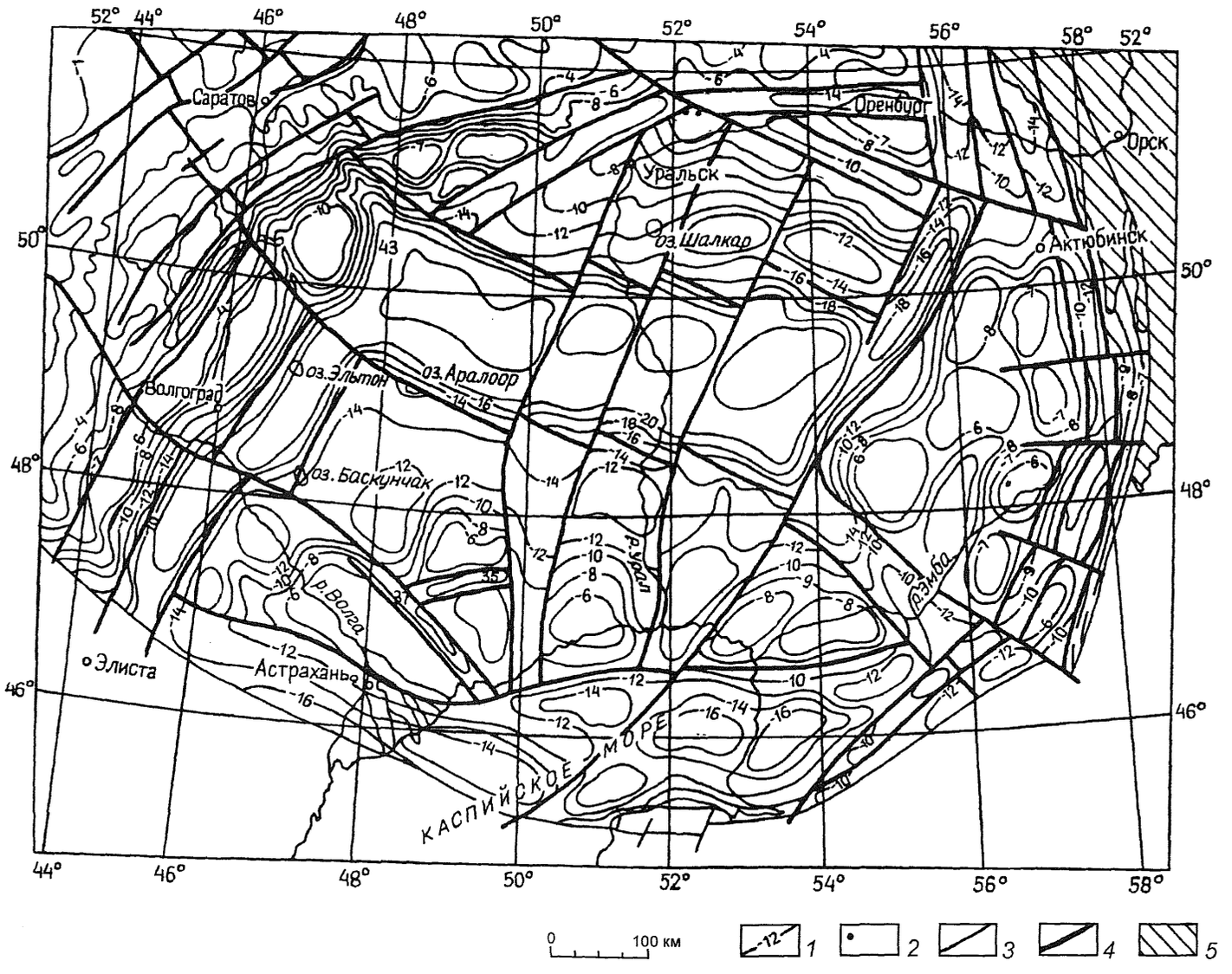


Рис. 4-9. Структурная карта Прикаспийской впадины по поверхности дорифейского фундамента (по Л.Ф.Волчегурскому и др.)

1 – стратоизогипсы; *2* – скважины, достигшие пород фундамента; *3* – разломы; *4* – краевые швы Восточно-Европейской платформы; *5* – Южный Урал и Мугоджары

леозое Балтийская синеклиза сократилась до размера Польско-Литовской впадины, превратившейся в центриклиналь Среднеевропейской синеклизы. Московская синеклиза на северо-востоке смыкалась с Мезенской, отделявшей Балтийский щит от Канина и Тимана, надвинутых на нее в кембрии. На востоке в позднем палеозое Московская синеклиза превратилась в залив обширной Восточнорусской области прогибания, «задавившей», но не вполне, Волго-Уральскую антеклизу с ее сводами – Татарским, Токмовским, Башкирским, Котельническим, продолжавшими сохранять приподнятое (до менее 1 км) положение кровли фундамента. Южным ограничением Московской синеклизы служит Воронежская антеклиза, а ее продолжением – Белорусская антеклиза. Обе они одновременно образуют северное ограничение возникшей в девоне Припятско-Днепровско-Донецкой рифтовой системы, в середине раннего карбона переродившейся в более широкую Украинскую синеклизу. Восточное окончание Днепровско-Донецкого рифта, где погружения достигли максимума, более 20 км, сначала было занято Донецким каменноугольным бассейном, а в середине поздней перми последний испытал инверсию и превратился в Донецкую складчатую систему с продолжением до Каспийского моря. К северо-востоку от Донецко-Каспийской складчатой зоны и к востоку от Воронежской антеклизы располагается самая глубокая впадина в пределах ВЕП(?) – Прикаспийская, с мощностью чехла более 20 км и подстилающей его консолидированной корой океанского или субокеанского типа (см. рис.4-9). Она представляет одну из классических областей солянокупольной тектоники (рис.4-10), связанной здесь с кунгурской соленосной толщей. Многочисленные соляные купола известны и в Днепровско-Донецкой впадине, где соли имеют девонский возраст. Припятско-Донецкая рифтовая система с юга ограничена Украинским докембрийским массивом (щитом) с его погребенным восточным Ростовским выступом.

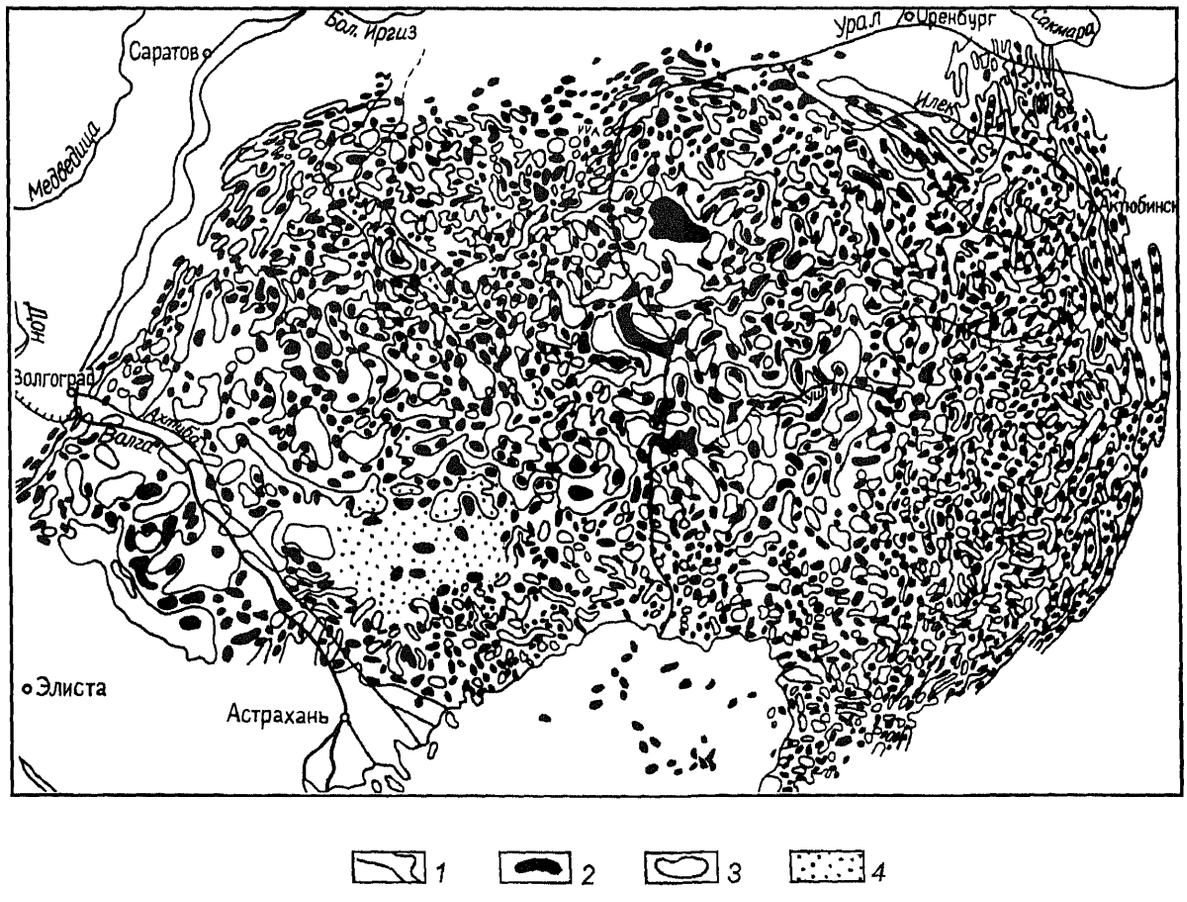


Рис. 4-10. Прикаспийская впадина - схема строения поверхности кунгурских соленосных отложений (по Л.Ф.Волчегурскому и др.)

1 – соляные гряды и массивы; *2* – соляные штоки; *3* – межгрядовые и межкупольные зоны; *4* – массив Рын-песков, недостаточно изученный геолого-геофизическими методами

Южный склон Украинского щита переходит в Причерноморскую впадину, под мезозойско-кайнозойским чехлом которой проходит сутура между древней Восточно-Европейской и эпигерцинской Скифской платформами.

4.2. Баренцево-Печорская платформа

Северное и северо-восточное обрамление древней Восточно-Европейской платформы образовано надвинутой на нее складчатой системой юга Баренцева моря, п-ова Канин, Тиманского кряжа и основания Печорской платформы, сформированной в венде–кембрии, т.е. в байкальскую эру тектогенеза (см. рис.4-2). Выступы байкальского складчатого и метаморфического комплекса имеются в ядрах поднятий Уральской и Пайхойско-Новоземельской систем (исключая север Новой Земли), свидетельствуя об их общей принадлежности к неопротерозойскому подвижному поясу, уходившему на востоке в пределы современного Азиатского континента. Вдоль широтной зоны разломов, пересекающей центральную часть Баренцева моря, байкальская складчатая система Тиманид примыкает к блоку континентальной коры, кратонизированному в более раннюю, гренвильскую эпоху и получившему название *Свальбардской плиты*. Ее фундамент обнажается на Северо-Восточной Земле Шпицбергена и в северной части Новой Земли, а также вскрыт бурением на Земле Франца-Иосифа.

Накопление осадочного чехла на Свальбардской плите началось в неопротерозое, а на Тимано-Печорской – в конце кембрия – начале ордовика. В дальнейшем, не позднее девона, образовался единый огромный Баренцево-Печорский бассейн, развивавшийся затем на протяжении всей остальной геологической истории.

Западным ограничением Баренцево-Печорской платформы являются каледониды, обнаженные на Западном Шпицбергене, а восточным – Урало-Новоземельская покровно-складчатая система, закончившая свое активное развитие в Уральском звене в конце палеозоя-начале триаса, а в Пайхойско-Новоземельском – в конце триаса – начале юры.

4.2.1. Фундамент платформы

Байкальский складчатый комплекс, подстилающий южную часть платформы, простирается в общем северо-западном направлении и обнажается в отдельных блоках Тиманского кряжа, на п-ове Канин, на п-овах Рыбачьем и Варангер. В пределах самой внешней зоны Тиманского кряжа терригенные отложения рифейского, а на п-овах Рыбачьем и Варангере и вендского возраста весьма слабо метаморфизованы и относительно умеренно деформированы. Их мощность составляет 4–6 км, но на Варангере существенно возрастает, превышая 10 км. Это, несомненно, отложения пассивной окраины Восточно-Европейского континента, внешнего шельфа и континентального склона. На границе с более внутренней зоной Тимана в позднем рифее выделена формация барьерного рифа. Известны небольшие интрузивные тела мафитов и ультрамафитов.

Восточнее, на Тимане и Канине и в пределах Ижма-Печорской впадины чехла, байкальский комплекс метаморфизован в зеленосланцевой фации и прорван плутонами не только габбро-диабазов, но и двуслюдяных гранитов и гранодиоритов в полосе, тяготеющей к зоне разломов, пересекающей р. Печору в ее среднем и нижнем течении. Эта Припечорская зона разломов отвечает, очевидно, границе распространения в основании байкальского комплекса пассивной окраины добайкальской коры, представляющей продолжение фундамента Восточно-Европейской платформы. К востоку от Припечорских разломов в байкальском комплексе, по данным бурения, резко возрастает роль магматических образований, как эффузивных, так и интрузивных. Непосредственно к востоку от Припечорской зоны магматиты имеют известково-щелочной состав и относятся, видимо, к островодужной серии, а в районе Большеземельской тундры, по геофизическим данным, намечается существование микроконтинента с добайкальской корой, перекрытого кислыми вулканитами и прорванного гранитами, с наложенной впадиной, выполненной венд-кембрийской красноцветной континентальной молассой. На фоне общего погружения складчатого основания от Тимана к Предуральскому прогибу до 10–12 км в пределах Большеземельского блока он приподнят до 4 км. К востоку от этого блока и в полосе предуральских прогибов повышенные сейсмические скорости позволяют предполагать развитие в байкальском фундаменте пород основного состава.

Фундамент Свальбардской плиты представлен на Новой Земле метаморфическими образованиями эпидот-амфиболитовой фации – мраморами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, прорванными гранитами и с резким несогласием перекрытыми слабо метаморфизованными верхнерифейскими отложениями. Изотопные датировки метаморфитов и гранитов заключены в пределах 1,55–1,3 млрд лет. Близкие соотношения фундамента и чехла наблюдаются и на Северо-Восточной Земле Шпицбергена, где выделен метаморфический комплекс с датировками по гранитам 1050 и 950 млн лет.

4.2.2. Чехол платформы

На Свальбардской плите накопление чехла началось в позднем рифее–венде, но отложения этого и раннепалеозойского возраста развиты ограниченно и в основном известны на Северном о-ве Новой Земли и сейсмически установлены в трогах фундамента. При этом образования кембрия–силура представлены мелководно-морскими карбонатными или терригенно-карбонатными осадками. На поднятиях фундамента чехол начинается с девонских (и верхнесилурийских?) отложений, которые представлены характерной для каледонид красноцветной формацией типа Олд Ред, залегающей несогласно на подстилающих образованиях и так же, с несогласием (более слабым), сменяющейся карбонатной и частично эвапоритовой формацией карбона–перми. Новое несогласие отделяет эту формацию от терригенной триасово-юрской толщи континентально-морского происхождения. Выше с размывом залегают терригенные, на западе карбонатно-терригенные нижнемеловые образования, разрез которых на севере содержит вулканиты основного состава. Разрез чехла завершается также терригенным верхним мелом – палеогеном, присутствующим лишь на западной периферии плиты.

Карбон-палеогеновый чехол описанного состава является общим для Свальбардской эпигренвильской и морской части Тимано-Печорской эпибайкальской платформы. Суммарная мощность чехла, включающего и более древние отложения, достигает 16–18 км в рифтогенных прогибах, причем большая часть мощности приходится на триасово-юрско-нижнемеловую часть разреза (см.ниже).

В континентальной части Тимано-Печорской плиты разрез чехла начинается терригенной формацией нижнего–среднего ордовика, сменяемой карбонатами верхнего ордовика – нижнего девона; они составляют каледонский цикл осадконакопления. Герцинский цикл включает терригенные отложения среднего девона – нижнего франа, терригенно-карбонатные – среднего франа – турне с рифами, угленосно-терригенные нижнего–среднего визе, а выше залегает мощная толща карбонатов остального карбона. Заканчивается этот цикл карбонатами, ангидритами, красноцветами перми, а в триасе плита становится сушей. Мезозойско-кайнозойский цикл представлен среднеюрско-меловой морской и неоген-четвертичной континентальной (кроме верхнего плиоцена) терригенными формациями, разделенными на большей части плиты перерывом в осадконакоплении, приходящимся на поздний мел – палеоген.

Основными структурными элементами Тимано-Печорской плиты в пределах суши являются (рис.4-11), с запада на восток: Канин-Тиманская гряда, состоящая из ряда кулисно расположенных и ограниченных с запада взбросо-надвигами блоков, а в целом надвинутая на край Русской плиты (рифей на верхний палеозой); Ижма-Печорская впадина; Малоземельско-Колгуевская моноклиналь; Печоро-Колвинский авлакоген; Хорейверская впадина, наложенная на Большеземельский погребенный свод; Варандей-Адзьвинский блок и далее уже простирается Предуральско-Предпайхойская система прогибов. Все эти структурные элементы осложнены локальными поднятиями, группирующимися в валы. Наиболее напряженной внутренней структурой обладает Печоро-Колвинский авлакоген с осевым прогибом и приразломными инверсионными валами, а также Варандей-Адзьвинский блок. Зарождение Печоро-Колвинского авлакогена относится к силуру, но наиболее активное развитие – к девону – раннему карбону, а инверсионные деформации – к позднему палеозою.

Морская часть Тимано-Печорской плиты отделена от континентальной зоной левых сдвигов, простирающихся вдоль побережья. Структурный рельеф поверхности фундамента к северу от этой зоны сглаживается и отдельные структуры затухают; далее всего прослеживаются структуры наиболее восточной, Варандей-Адзьвинской зоны. Мощность чехла возрастает, особенно за счет девона, перми и триаса. Северным ограничением Тимано-Печорской плиты, отделяющим ее от Свальбардской, служит другая широтная зона, южная ветвь которой выходит на востоке к южной оконечности Новой Земли.

В пределах Свальбардской плиты, занимающей большую часть площади Баренцева моря, расположены две главных структуры всего бассейна, два глубоких рифтогенных трога, определивших его заложение – Восточно- и Южно-Баренцевский, сочленяющиеся в его центре. Сюда же, вероятно, выходит северное продолжение Печоро-Колвинского рифта, образуя тройное сочленение.

Восточно-Баренцевский трог простирается в северо-северо-восточном направлении в общем параллельно архипелагу Новой Земли на расстояние более 1500 км, имея в ширину 300–600 км и достигая глубины 18–20 км и более по поверхности фундамента. Трог распадается на три впадины, глубина которых возрастает с севера на юг. Южная впадина вклинивается уже в пределы Тимано-Печорской плиты. Мощность коры во впадинах, особенно южной, сокращается до 25–20 км, а ее консолидированная часть характеризуется скоростями, типичными для низов континентальной или второго слоя океанской коры. В осадочном выполнении впадин наибольшие мощности приходятся на долю терригенных отложений верхней перми – триаса (6–8 км), а также девона, в то время как каменноугольно-пермские карбонаты имеют мощность менее 1 км.

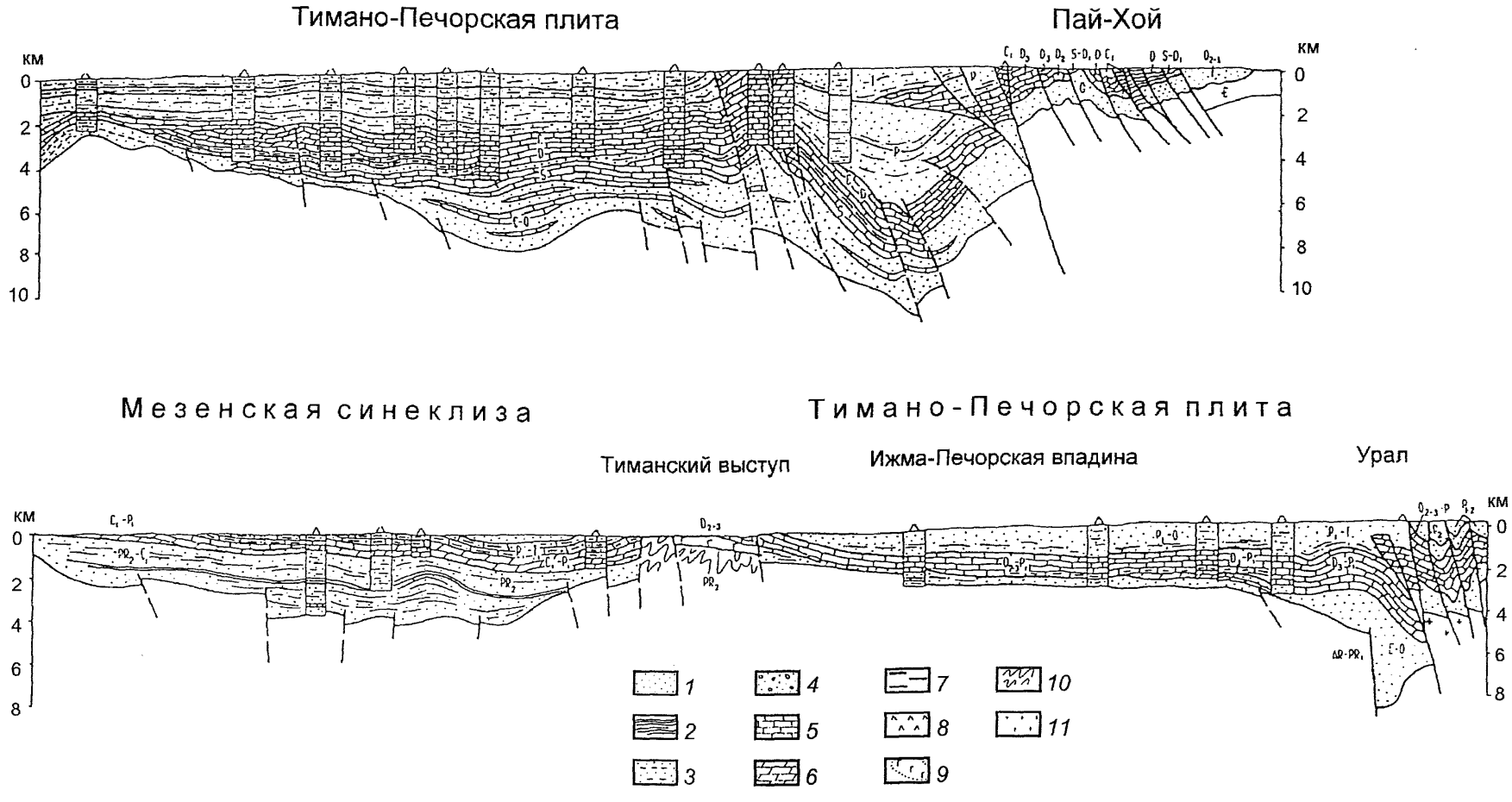


Рис. 4-11. Геолого-геофизические профили Баренцево-Печорской платформы (по Тектонической карте Баренцева моря и севера Европейской России)

1 – песчаники; *2* – глины; *3* – глинистые песчаники, песчанистые алевролиты; *4* – конгломераты; *5* – известняки; *6* – доломиты; *7* – углистые прослои; *8* – соляные купола; *9* – вулканиты, *10* – метаморфизованные породы; *11* – докембрийский фундамент

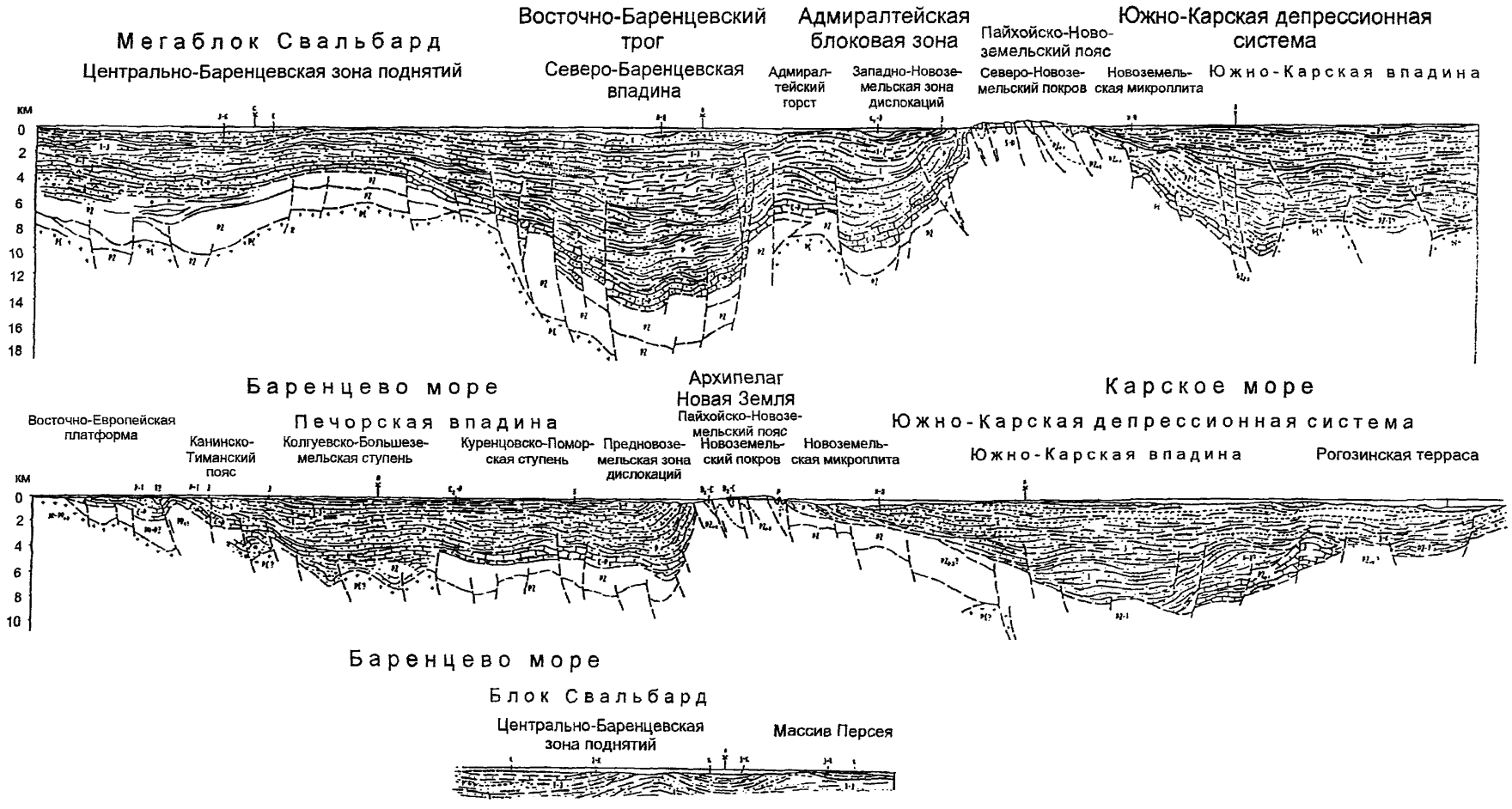


Рис. 4-11 (окончание)

Это свидетельствует, скорее всего, о двух фазах рифтинга, разделенных интервалом общего слабого погружения. Наиболее вероятно, что начало образования трога связано с девонским рифтингом, в соответствии с палеогеофизическим анализом С.В.Аплонова, а повторный мог иметь место в перми–триасе (И.С.Грамберг). Разрывы, осложняющие строение трога, затухают выше триасовых отложений. Весь разрез до нижнего мела включительно насыщен силлами основных магматитов, сходных по составу и возрасту с известными на Земле Франца-Иосифа траппами. Внутренняя структура трога осложнена седлами между впадинами и пологими складками, в основном приуроченными к этим седлам.

Южно-Баренцевский трог состоит из двух ветвей. Одна из них, Варангерский грабен, простирается в общем параллельно границе древней платформы и вдоль границы байкалид и Свальбардской плиты. Глубина грабена возрастает с востока на запад от 8–9 до 12–14 км, а выполнение включает отложения от палеозойских до меловых. Второй, Нордкапский грабен сочленяется с Варангерским на западе, но отклоняется затем в северо-восточном направлении. Глубина грабена достигает 13–16 км и в его наиболее глубокой части мощность консолидированной коры уменьшается и она, как и в Восточно-Баренцевском троге, приобретает субокеанский характер. Выполнение грабена имеет девонско-палеогеновый возраст, причем верхний мел и палеоген присутствуют лишь в его осевой части. В разрезе карбона и перми, а возможно и девона, содержатся эвапориты, с которыми в обоих грабенах связаны проявления солянокупольной тектоники.

Остальная площадь Свальбардской плиты занята поднятиями и разделяющими их понижениями более или менее изометричной формы, выраженными по поверхности фундамента горстами и в меньшей степени грабенами, и отраженными в структуре осадочного чехла нередко со значительными смещениями и изменением ориентировки.

4.3. Каледониды Северо-Западной и Центральной Европы

Основная покровно-складчатая система европейских каледонид включает каледониды Британских о-вов, Скандинавские каледониды и каледониды Шпицбергена (см. рис.4-1). Все они рассматриваются как порождение раннепалеозойского океана Япетус. При этом Британские каледониды считаются первоначальным непосредственным продолжением каледонид Северных Аппалачей и Ньюфаундленда, а каледониды Шпицбергена близки к каледонидам Восточной и Северной Гренландии.

Соответствующие палеотектонические реконструкции будут приведены ниже.

От основной системы европейских каледониид, имеющей северо-восточное простирание, в районе Восточной Англии и Северного моря отходит побочная ветвь, простирающаяся сначала в востоко-юго-восточном, а затем в юго-восточном направлении, вдоль границы Восточно-Европейской древней платформы – линии Тейсейра–Торнквиста. Бассейн, за счет которого возникла эта складчатая зона, получил в литературе название «моря Торнквиста». Море Торнквиста должно было соединяться с океаном Япетус где-то в центре современного Северного моря по типу тройного сочленения.

Заключительные деформации европейских каледонид приходятся на поздний силур – первую половину раннего девона, а горообразование – на ранний–средний девон; оно нашло свое отражение в накоплении красноцветной молассы «древнего красного песчаника» – Олд Реда британских геологов.

4.3.1. Британские каледониды

Каледонская складчатая система занимает большую часть площади Британских о-вов, за исключением крайнего северо-запада Шотландии, крайнего юга Ирландии и Южной Англии вместе с Корнуоллом. Ее северо-западным форландом служит Гебридский массив с донеопротерозойским, в основном архейским фундаментом, рассматриваемый как отторженец Гренландии и, следовательно, Лаврентии, отделенный от нее в связи с раскрытием Северной Атлантики. Юго-восточным ограничением Британских каледонид служит кадомский массив английского Мидленда, входивший в состав Восточной Авалони (см. ниже), а западнее, на юге Уэльса и Ирландии, на них непосредственно надвинута с юга северная зона западноевропейских герцинид.

Британские каледониды традиционно подразделялись на две зоны – северную, метаморфическую, охватывавшую Северные, Высокие нагорья Шотландии и их продолжение в Ирландии с главными деформациями в начале ордовика (грампианская фаза), и неметаморфическую, отделенную от первой грабеном Срединной долины Шотландии и испытавшую заключительные интенсивные деформации в раннем девоне. Однако не менее, если не более важным представляется деление Британских каледонид вдоль сутуры – следа закрытия океана Япетус, установленной сначала по палеофаунистическим данным, а затем сейсмическим профилированием между Южными нагорьями Шотландии и Озерным районом северной Англии (линия Солвей) и прослеженной как к западу, вплоть до Атлантики,

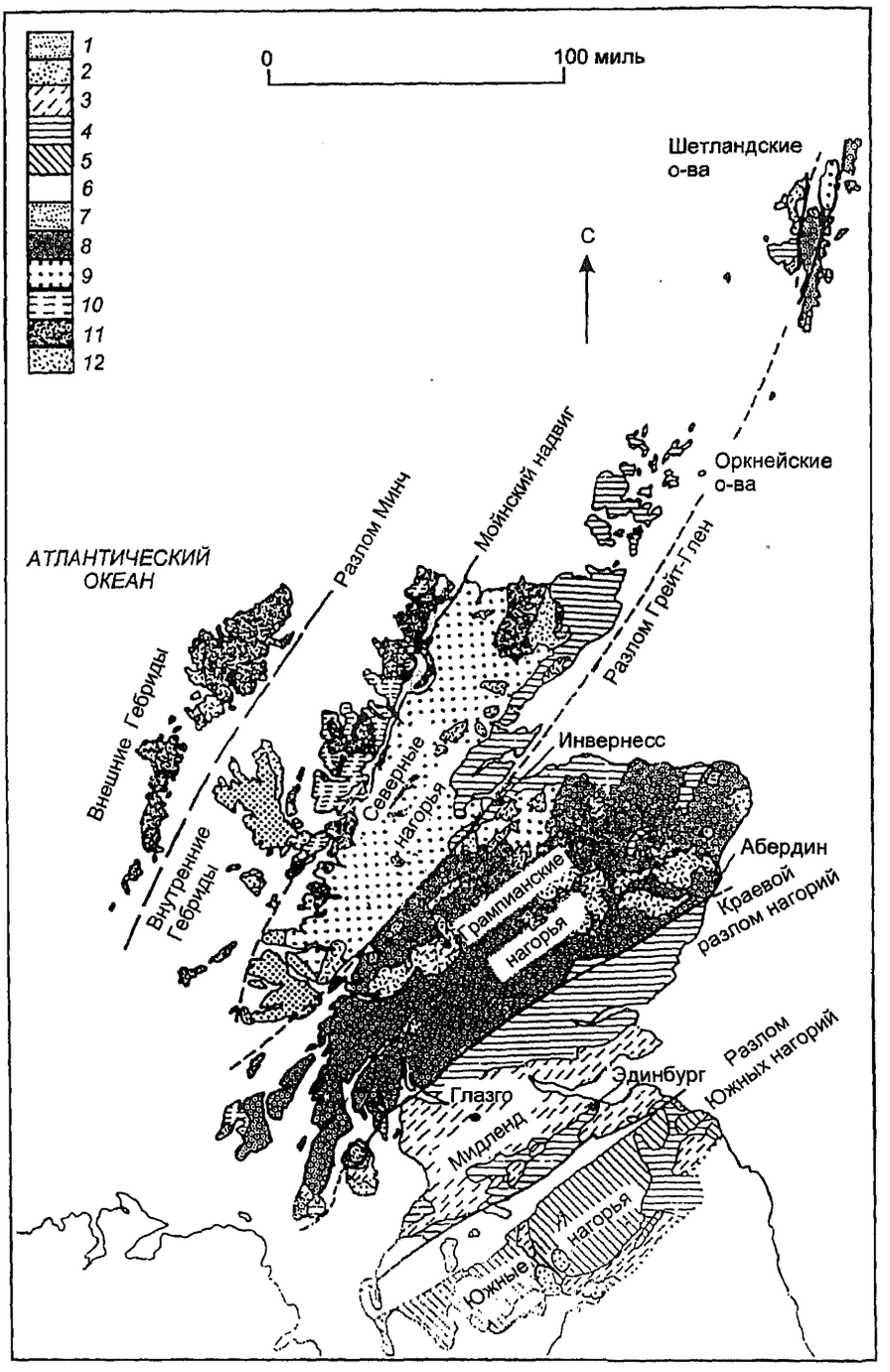


Рис. 4-12. Геологическая карта Шотландии (по А.Е.Райту)

Показывает структурный план каледонид, четко очерчиваемый разломами. *1* – третичные вулканиты; *2* – мезозой; *3* – карбон; *4* – древний красный песчаник ("Олд Ред"); *5* – силур; *6* – ордовик; *7* – кембрий, кембро-ордовик (северо-запад нагорья); *8* – Дэлредиан (верхний протерозой – кембрий); *9* – Мойн (гренвильский цикл?); *10* – Торридон и Стёр (верхний протерозой); *11* – нижний протерозой и архей (льюизиан); *12* – граниты и сиениты

так и к востоку, в Северном море. Современное тектоническое районирование Британских каледонид (рис.4-12) основывается на террейновой концепции, но многие ныне выделяемые террейны отвечают традиционным, более ранним подразделениям, разграниченным давно установленными крупными разломами.

Гебридский массив занимает северо-западное побережье Шотландии и прилегающие Гебридские о-ва.

Его фундамент сложен в своей основе архейскими гранулитами, преимущественно образованными по известково-щелочным интрузивным магматитам с некоторым участием супракрустальных пород. Их первичный возраст определен в 2,85 млрд лет, но на большей части площади массива они подверглись неоднократной переработке, сначала в конце архея – 2,45 млрд лет т.н., с последующим внедрением плутона габбро-анортозитов и роя основных даек, а затем в конце раннего протерозоя – 1,87–1,70 млрд лет т.н., с образованием в промежутке терригенно-карбонатного осадочного чехла и ретроградным метаморфизмом амфиболитовой, и на уровне 1,5–1,4 млрд лет т.н. – зеленосланцевой фации. Эта переработка выражалась и в многократных повторных деформациях.

На небольших о-вах Колонсей и Ислей, примыкающих с юго-запада к северо-западному побережью Шотландии, выступают метаморфизованные осадочные образования, условно рассматриваемые как продолжение раннепротерозойских Кетилид южной Гренландии, находящееся в тектоническом контакте с Гебридским массивом.

На гебридском полиметаморфическом раннедокембрийском субстрате, нередко обозначаемом обобщенно как льюисский комплекс, залегает верхнедокембрийский и нижнепалеозойский чехол. Его протерозойская часть, известная под названием торридона, датирована в низах 1,2 млрд лет (верхи среднего рифея), а в верхах – 0,99–0,97 млрд лет (низы верхнего рифея). Эти континентальные обломочные отложения, разделенные несогласием (гренвильским?) на две группы, имеют, очевидно, рифтогенное происхождение и образованы за счет сноса с юго-востока. Их несогласно срезает подошва кембрийских отложений, вместе с низами ордовика составляющими шельфовый комплекс небольшой мощности, полого моноклинально наклоненный к востоку. Несогласие между торридоном и кембрием – это и есть ассинтское (от оз.Ассинт) несогласие, в свое время принятое Г.Штилле за тектонотип несогласия между протерозоем и кембрием, но в действительности представляющее пример характерного для пассивных окраин континентов несогласия между рифтовым и пострифтовым комплексами. Нижнепалеозойские отложения чехла Гебридского массива, в нижней части обломочные, выше карбонатные, содержат фауну североамериканского типа, свидетельствующую, что это была окраина Лаврентии.

Внешняя зона Гебридского массива, отвечающая о-вам Внешних Гебрид, отделена от внутренней, расположенной на суше, прогибом пролива Минч, выполненным в основном мезозойскими отложениями. Северо-западный Минчский разлом (или разлом Внешних Гебрид), ограничивающий этот прогиб, возник первоначально как надвиг, параллельный Мойнскому надвигу – фронту каледонид (см. ниже) и той же северо-западной вергентности, но затем, очевидно в позднем палеозое, превратился в листрический сброс. По данным сейсмики, он пересекает всю кору и уходит в верхнюю мантию.

Значительные площади в пределах Гебридского массива покрыты раннепалеогеновыми лавами, в основном базальтами, отчасти риолитами и трахитами; имеются здесь и кольцевые плутоны: это часть так называемой Брито-Арктической вулканической провинции.

Метаморфическая зона каледонид (британские геологи ее называют еще ортотектонической), занимающая Высокие нагорья Шотландии, полого надвинута на Гебридский форланд по Мойнскому надвигу. Последний сопровождается мощными милонитами, а на юго-западе чешуями из пород форланда, включая льюисские гнейсы. Зона разделяется другим крупным разломом – левым сдвигом Грейт-Глен, на две подзоны – Северных нагорий, продолжающуюся на Оркнейские и частично Шетландские о-ва, рассекаемые разломом Грейт-Глен, и Центральных нагорий, или Грампианскую, уходящую на юго-запад в пределы Северной Ирландии. Юго-западным ограничением всей зоны служит Пограничный разлом Высоких нагорий, отделяющий ее от сформированного в девоне грабена Срединной долины Шотландии.

Северо-западная подзона Высоких нагорий сложена в основном мощным, до 10 км, комплексом пород супергруппы Мойн, первично осадочных, псаммито-пелитовых с подчиненным участием карбонатов и основных вулканитов, метаморфизованных в амфиболитовой или гранулитовой фации. Комплекс этот многократно и чрезвычайно интенсивно деформирован и в целом образует тектонический покров, залегающий на Гебридском форланде. Местами среди мойнских пород имеются эрозионные окна и чешуи льюисских гнейсов, свидетельствуя о накоплении мойнских осадков на континентальном субстрате.

Возраст мойнской супергруппы неопротерозойский; в ней намечается несогласие на уровне 850 млн лет т.н., т.е. в середине позднего рифея, а закончилось ее накопление, вероятно, в венде, на уровне 600 млн лет т.н.

Юго-восточная подзона Высоких нагорий сложена в основном супергруппой Дэлред, представленной мелководно-морской толщей карбонатно-терригенных осадков, а в верхах – граувакк, турбидитов и пиллоу-базальтов, достигающей мощности более 10 км. Присутствие тиллитов в основании средней части разреза указывает на ее вероятную принадлежность венду, а известняков с нижнекембрийской фауной в основании его верхней части – к нижнему палеозою. Окончание накопления супергруппы Дэлред относят к аренигу–

лланвирну, и вскоре она подверглась интенсивным деформациям. Последние, однако, были, как и в северо-западных нагорьях, многофазными; одна из более ранних фаз, датированная около 600 млн лет, сопровождалась внедрением гранитов, но основная масса последних интрудировала уже в ордовике. Метаморфизм достигал амфиболитовой фации с последующим зеленосланцевым диафторезом. Внутренняя структура весьма сложная; ее основным элементом является громадный тектонический покров Тей в виде лежачей, ныряющей к юго-востоку складки, шарнир которой достигает Пограничного разлома Высоких нагорий. Покрову Тей приписывается гравитационное происхождение.

К южному краю Грампианской зоны приурочена ордовикская вулканическая дуга, а в ряде пунктов вдоль Пограничного разлома Высоких нагорий известны выходы офиолитов неустановленного возраста; на продолжении Дэлредской зоны в Шетландских о-вах известен обдуцированный, очевидно с юго-востока, останец покрова офиолитов, датированных самым ранним ордовиком. Однако наиболее крупный и известный в Шотландии офиолитовый массив – Баллантре – расположен уже по другую сторону грабена Срединной долины, на крайнем юго-западе разлома Южных нагорий. Возраст этих офиолитов близок границе кембрия и ордовика, с ними связаны глаукофановые сланцы и эклогиты.

Зона Южных нагорий Шотландии по составу, возрасту пород и строению резко отличается от зоны Северных, Высоких нагорий. Ее слагают ордовикские, преимущественно верхнеордовикские, и силурийские отложения, первые из них на крайнем северо-западе мелководные, юго-восточнее флишевые и далее, в районе Моффет, представленные конденсированным 60-метровым разрезом граптолитовых сланцев, прододжающимся аналогичным разрезом (43 м) нижнего силура, за которым на юго-востоке зоны следует мощная, до 8 км, толща верхнего силура, сложенная граувакками, алевролитами и глинистыми сланцами. По своему происхождению и изоклинально чешуйчатой структуре юго-восточной вергентности, удревнению слоев к северо-западу все эти отложения отвечают типичной аккреционной призме, связанной с субдукцией с юго-востока. Ее формирование завершилось в раннем девоне – начале среднего девона. Тогда же, как в Северных, так и в Южных нагорьях, внедрились классические кольцевые плутоны щелочных гранитоидов и произошли основные подвижки по сдвигу Грейт-Глен и другим, параллельным ему сдвигам, начавшиеся еще в позднем силуре.

Почти непосредственно юго-восточнее края Южных нагорий проходит главная сутура Япетуса – след коллизии континента Лаврентия с микроконтинентом Авалония в позднем силуре – начале девона. Сутура скрыта под Нортумберлендским прогибом чехла, но пересечена сейсмическими профилями, которые показали, что при коллизии произошел поддвиг южного континентального блока под северный, и обнаружили на глубине реликт океанской коры Япетуса, погружающийся к северу (см. раздел 4.7).

К югу от сутуры в составе каледонид различаются еще три зоны. Северной из них является *Озерная зона*, простирающаяся из Озерного района Северной Англии через о-в Мэн в Ирландском море в юго-восточную Ирландию (Ленстер). В Англии в обнаженном разрезе зоны присутствуют лишь ордовикские и силурийские образования, но в Ирландии разрез надстраивается снизу кембрием, возможно, располагающимся здесь несогласно на докембрийском фундаменте типа, свойственного более южной зоне (см. ниже). Отложения до нижнего ордовика включительно – терригенные, со значительным участием турбидитов и представляют осадки склона Авалонского микроконтинента. На этой основе в середине ордовика здесь возникла мощная вулканическая дуга, свидетельствующая о начале субдукции коры Япетуса. Образования этой дуги и ее основания подверглись складчатости в позднем ордовике и были несогласно перекрыты терригенной, с некоторым участием вулканитов, толщей силура. Заключительные деформации произошли в конце силура, одновременно с интрузией гранитоидов, в том числе крупнейшего в каледонидах батолита Ленстер.

К центральной части Озерной зоны с юго-востока примыкает узкая, выклинивающаяся (перекрытая?) на северо-востоке зона – террейн Росслер-Мона. Слагающие ее породы обнажены весьма фрагментарно на обоих побережьях Ирландского моря, относительно наиболее полно – на о-ве Англси у северного побережья Уэльса, где они выделены в комплекс Мона. Этот комплекс весьма интенсивно тектонизирован и включает гнейсы, метаосадки, метавулканиты и граниты, а также офиолиты, все позднепротерозойского возраста, перекрытые мелководно- морским ордовиком. Оба ограничения данной зоны тектонические, и она, очевидно, представляет выступ фундамента Авалонии.

Крайнее юго-западное положение в системе Британских каледонид занимают *каледониды Уэльса*. На юге они несогласно срезаются герцинским надвиговым фронтом, а на юго-востоке вдоль флексурно-разломной зоны Черч-Стреттон примыкают к платформенному блоку Английского Мидленда – ядру Восточной Авалонии. Этот блок имеет треугольную форму, с острой вершиной, обращенной к северу. Против этой вершины происходит расщепление южной зоны Британских каледонид на две ветви – западную из них образуют хорошо обнаженные каледониды Уэльса, а восточная, выявленная практически лишь бурением,

огибает блок Мидленда с северо-востока и с юго-восточным простиранием уходит через Северное море в южную Бельгию, в Брабант. Иначе говоря, в северо-восточной Англии берет начало Среднеевропейская система каледонид, достигающая на востоке зоны Тейсейра-Торнквиста.

Что касается каледонид Уэльса, то они образовались в окраинном энсиалическом, но с подвергшейся переработке континентальной корой, бассейне, возникшем в тылу вулканической дуги Озерной зоны. В этом бассейне в течение кембрия, ордовика и силура накопилось более 10 км мелководных в основном осадков, испытавших затем умеренную складчатость, кливаж и весьма слабый метаморфизм. Последнее и предопределило возомжность выделения здесь в начале XIX века всех трех систем нижнего палеозоя. Кембрий подстилается на севере кислыми субаэральными вулканитами венда, а в ордовике известны бимодальные вулканиты, свидетельствующие о проявлении растяжения.

«Платформа» Мидленда характеризуется выходом на поверхность верхнепротерозойского комплекса метаморфитов, включая гнейсы, вулканиты от основных до кислых, субвулканические интрузии, перекрываемых уже неметаморфизованной толщей обломочных осадков, достигающей 7-километровой мощности. Изотопные датировки этого комплекса составляют 700–540 млн лет, а в средней его части обнаружена фауна эдиакарского типа. Комплекс сильно несогласно перекрыт платформенным чехлом, начиная с нижнего кембрия, отличающимся резко пониженной мощностью и еще большей мелководностью по сравнению со своими эквивалентами в смежном Уэльсе.

В конце силура – раннем девоне Британские каледониды вступили в орогенный этап своего развития, продолжавшийся до среднего девона включительно и ознаменовавшийся накоплением в межгорных прогибах, молассовой обломочной толщи «древнего красного песчаника» (Old Red Sandstone). Два наиболее крупных прогиба расположены в Шотландии: Оркадский и Срединной Долины. Первый из них находится на северо-востоке Шотландии и продолжается в море, включая Оркнейские о-ва. Второй пересекает Шотландию и продолжается в Ирландию; он отделен разломами от Высоких и Южных нагорий и представляет грабен. Олд Ред залегает здесь согласно с силуром и содержит в своем разрезе основные и средние вулканиты, достигая общей мощности 7 км.

4.3.2. Скандинавские каледониды

Покровное сооружение Скандинавских каледонид (рис.4-13) простирается через западную половину Скандинавского п-ова от его северной оконечности на 1800 км в юго-юго-западном направлении при ширине до 300 км, располагаясь на территории Норвегии, отчасти Швеции и Финляндии. Оно представляет собой многослойный пакет покровов, полная аллохтонность которого доказывается наличием ряда тектонических окон, в которых выступают породы фундамента, а местами и чехла Балтийского щита, а также выходом этих пород на западном побережье Норвегии и на прилегающих островах архипелагов Лофотен и Вестеролен. Масштаб горизонтального перемещения покровного комплекса оценивается в 500 км минимум(!), а явления шарьяжа были открыты здесь более 100 лет назад, в 1888 году. Комплекс состоит из 15–20, если не более, отдельных пластин с мощностью, максимальной на востоке, и тенденцией выклинивания на западе. Метаморфизм возрастает от нижних покровов к верхним, от зеленосланцевого до амфиболитового, даже гранулитового и эклогитового. В этом же направлении нарастает «океаничность» отложений, степень их первичной удаленности от Балтийского континента. Покровные пластины смяты в складки – антиформы и синформы. Именно в ядрах антиформ в тектонических окнах обнажаются породы автохтона, которые в западном направлении все больше вовлекаются в деформации и испытывают метаморфизм (рис.4-14).

Автохтоном и паравтохтоном каледонских покровов служит докембрийский кристаллический фундамент Балтийского щита, перекрытый кембрийскими отложениями, среди которых особая роль принадлежит нижнекембрийским черным сланцам, послужившим «смазкой» при перемещении значительной части покровного комплекса. На крайнем севере кембрий подстилается мощной толщей обломочных верхнепротерозойских отложений, а на юге разрез чехла надстраивается верхами кембрия и ордовиком.

Основная эпоха деформаций и метаморфизма Скандинавских каледонид приходится на конец силура – начало девона и именуется скандской. Она отвечает времени коллизии Лаврентии и Балтики. Ей предшествовали деформации конца кембрия – начала ордовика, проявленные в основном на севере Норвегии и поэтому получившие название финнмаркских. Они были связаны, очевидно, со столкновением с Балтикой вулканической дуги.

А заключительные каледонские деформации произошли в конце среднего – начале позднего девона, в эпоху, которая на Шпицбергене получила название свальбардской (см. ниже, 4.3.3). Они выразились не только в дальнейшем продвижении к востоку фронта покровов, но, главное, в растяжении, испытанном центральной частью сооружения, приведшем, в частности, к эксгумации ранее глубоко погруженных и метаморфизованных пород.

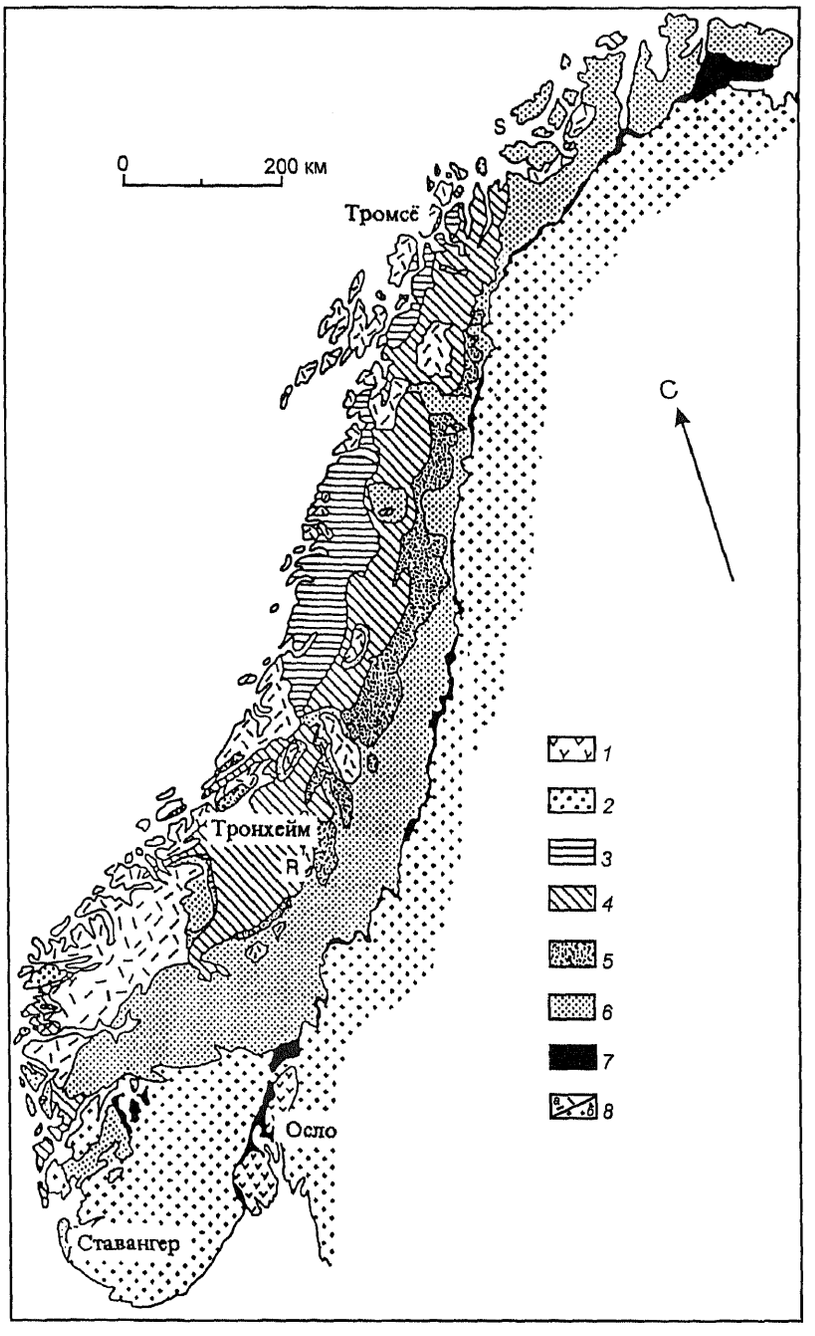


Рис. 4-13. Упрощенная тектоно-стратиграфическая карта Скандинавских каледонид (по А.Андрезену)

1 – пермь; *2* – девон; *3* – самый верхний аллохтон – Лаврентийская миогеоклиналь (пассивная окраина – *В.Х.*); *4* – покровы Кёли/Верхний аллохтон – эвгеоклинальный террейн; *5* – покровы Севе (нижняя часть Верхнего аллохтона); *6* – нерасчлененные Средний и Нижний аллохтон (5 и 6 – балтоскандская миогеоклиналь); *7* – осадочный чехол (автохтон–паравтохтон); *8* – фундамент Балтоскандской платформы: *а* – деформированный в западных районах, *б* – недеформированный

В покровном пакете Скандинавских каледонид принято различать несколько комплексов, именуемых Нижним, Средним, Верхним и Самым Верхним аллохтонами и отличающихся по составу, возрасту и степени метаморфизма пород.

Нижний аллохтон сложен вендскими и кембрийскими кварцито-сланцевыми и ордовикскими карбонатными, на западе граувакковыми отложениями. Встречаются и пластины – отторженцы кристаллического фундамента. Базальная поверхность срыва чрез-

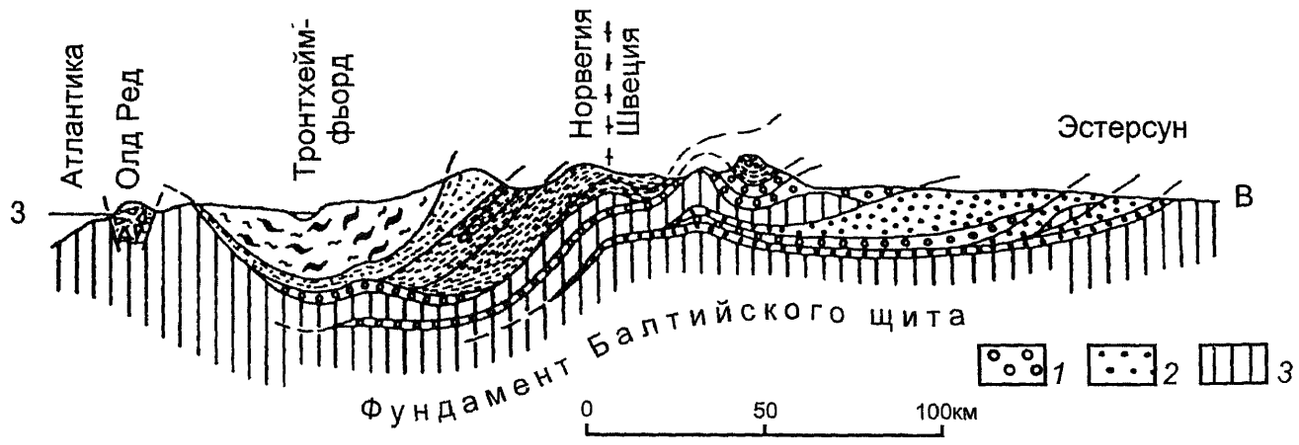


Рис. 4-14. Профиль через Скандинавские каледониды (по Д.Джи)

1 – спарагмит (неопротерозой); *2* – кембро-силур в миогеосинклинальных фациях; *3* – то же, в метаморфических эвгеосинклинальных фациях

вычайно полого (1–2°) погружается к западу, а выше нее наблюдается структура, типичная для внешних зон складчатых сооружений с дуплексами и листрическими разрывами, сливающимися на глубине с основной поверхностью срыва.

Средний аллохтон образован в основном кристаллическим докембрием и мощными метаморфизованными в зеленосланцевой (на западе – амфиболитовой) фации осадками венда–ордовика. Внутренняя структура характеризуется интенсивной изоклинальной опрокинутой складчатостью и сланцеватостью. Верхняя часть этого комплекса обнаруживает следы магматической деятельности. Это дайки долеритов, пересекающие верхи протерозоя, а на крайнем севере Норвегии выделяется особая Зейландская магматическая провинция, представленная габбро, ультрамафитами и щелочными породами, возникшими в интервале 540–500 млн лет т.н., т.е. скорее всего в финнмаркскую эпоху.

Верхний аллохтон является наиболее гетерогенным и обладает наиболее сложным строением. Его стратиграфический диапазон охватывает породы до нижнего силура включительно. Нижняя пластина (покров Севе) сложена высокометаморфизованными образованиями – кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами, мигматитами. В вышележащих пластинах (покровы Кёли) присутствуют островодужные образования и офиолиты, несогласно перекрытые верхним ордовиком. В этом аллохтоне, как и в нижележащих, имеются отторженцы докембрийского фундамента.

Самый верхний аллохтон сохранился в северной и центральной частях каледонской системы. Основную массу пород в нем составляют гнейсы и мигматиты, изотопные датировки которых свидетельствуют об их возможном мезопротерозойском (гренвильском) возрасте. Наряду с ними развиты обломочные и карбонатные породы, а также осадочные железные руды, которые могут принадлежать уже верхнему протерозою, и офиолиты и метаосадки, очевидно раннепалеозойские. И, наконец, к этому аллохтону приурочены многие плутоны гранитоидов и отчасти габбро.

На складчато-покровную структуру каледонид наложены межгорные прогибы-грабены, выполненные континентальной пестроцветной молассой нижнего–среднего девона (Олд Ред). Ее накопление местами могло начаться уже в конце силура, в грабене Осло, находящемся уже вне каледонид, переход от морского осадконакопления к континентальному и обломочному произошел еще в среднем силуре, причем за счет сноса с севера, что свидетельствует о раннем начале деформаций и поднятий скандской эпохи на юге каледонской системы. В перми новый импульс рифтинга возродил грабен Осло, заполнив его мощным комплексом щелочных магматитов.

Отложения Олд Реда, выполняющие межгорные впадины, смяты в складки, параллельные их разломным ограничениям, в свальбардскую эпоху, т.е. перед или в начале позднего девона.

4.3.3. Каледониды Шпицбергена (Свальбарда)

Каледониды Шпицбергена представляют наиболее северное звено каледонской системы Северо-Западной Европы; по своему строению и истории они ближе к каледонидам Гренландии, чем Скандинавии. Слагаю-

щие их складчато-разрывные структуры простираются в общем меридиональном направлении. Крупными разломами этого простирания, по которым предполагаются весьма существенные, в многие сотни, даже более тысячи километров, левосторонние сдвиговые перемещения, архипелаг разделяется на три главных блока-террейна – Западный, Центральный и Восточный (рис.4-15).

Восточный блок по существу состоит из двух террейнов, в общем отвечающих о-вам Северо-Восточная Земля и Нью-Фрисланд. Первый из них принадлежит не каледонидам, а рассмотренной в разделе 4.2.1 Свальбардской плите, поскольку обладает гренвильским фундаментом и слабо дислоцированным верхнепротерозойским и палеозойским чехлом. На о-ве Нью-Фрисланд в ядре крупной каледонской антиформы обнажается раннепротерозойский метаморфизованный в амфиболитовой фации и частично превращенный в гнейсы терригенный комплекс с некоторым участием основных вулканитов, испытавший изоклинальную складчатость и прорванный гранитами с возрастом 1,8–1,75 млрд лет. Он несогласно перекрыт слабее метаморфизованными терригенными же отложениями рифея и венда (с тиллитами) и карбонатными – нижнего палеозоя до аренига–лланвирна включительно, интрудированными вместе с подстилающими образованиями каледонскими гранитоидами. Мощность обоих комплексов измеряется многими километрами.

Центральный блок Шпицбергена отделен от Восточного разломом, который, как отмечалось выше, рассматривается в качестве крупноамплитудного левого сдвига; максимальное смещение вдоль него предполагается в конце силура – начале девона, в главную эпоху каледонского диастрофизма. К этой же или несколько более поздней эпохе здесь относится внедрение батолита кварцевого монцонита. Сам каледонский комплекс здесь включает отложения от верхнего рифея до ордовика. Верхний рифей представлен метапелитами, метапсаммитами, мраморами и метавулканитами основного состава. Породы метаморфизованы до амфиболитовой фации и мигматизированы. Венд выделяется по присутствию двух горизонтов тиллитов и имеет карбонатно-терригенный состав, а нижний палеозой представлен карбонатами мощностью в 2,5 км (мощность подстилающих отложений до 7 и более километров).

В северо-восточной части этого блока расположен крупный грабен, выполненный нижне- и среднедевонской молассой (Олд Ред) мощностью до 10 км, с резким несогласием залегающей на каледонским комплексе. Сама девонская меласса была заметно деформирована в позднедевонскую свальбардскую эпоху.

Западный блок Шпицбергена обладает примерно тем же разрезом каледонского комплекса, что и Центральный. Некоторые отличия состоят в присутствии в видимых низах этого разреза глаукофановых сланцев – очевидно, свидетелей субдукции, а в самых его верхах – отложений венлокского возраста, что суживает стратиграфический диапазон главной эпохи каледонского орогенеза. Отметим еще присутствие вулканитов в венде и западную вергентность складчато-надвиговой структуры.

4.3.4. Среднеевропейские каледониды

Как уже отмечалось выше, в Центральной Англии, к северу от вершины «треугольника» Мидленда, от основного ствола Британских каледонид отходит юго-восточная ветвь, которая затем пересекает Северное море и продолжается на континенте, где слагающие ее породы обнажаются в Брабантском массиве и в Арденнах на юге Бельгии и в Рейнских Сланцевых горах в Германии. В последних двух районах они выступают в эрозионных окнах в ядрах антиклинориев из-под несогласно залегающих на них отложений девона. В Брабанте, как и в Восточной Англии, в ордовике–силуре развивалась вулканическая дуга, расположенная в Англии на краю кадомского микроконтинента Мидленда, под который и была наклонена зона субдукции. Восточнее Рейна эта каледонская складчатая система не прослеживается, погружаясь под молассы передового прогиба герцинид (рис.4-16). С северо-востока эта ветвь каледонид ограничена надвиговым фронтом. Другая зона каледонской складчатости прослеживается вдоль юго-западного края Восточно-Европейской платформы через Северную Германию и Польшу. Она простирается сначала в почти широтном, а затем северо-западном направлении и полого надвинута на древнюю платформу, образования которой прослеживаются под этим аллохтоном вплоть до линии, проходящей через Штральзунд. На юго-западе эти Польско-Германские каледониды также ограничены поддвигом, следующим вдоль нижней Эльбы. На юго-востоке они протягиваются между эпикадомскими Верхнесилезским и Малопольским массивами, скрываясь затем под надвигами Карпат, а по другой версии – через Судеты (см. раздел 4.4.2). Их дальнейшее продолжение вплоть до Черного моря можно подозревать по грубообломочному составу низов девона на о-ве Змеином к северу от дельты Дуная. Фронт Польско-Германских каледонид, обогнув поднятие Рингкёбинг-Фюн на юге Дании, в Северном море, вероятно, соединяется с фронтом Скандинавских каледонид, уходящим в это море в районе Ставангера, а на востоке, пройдя между о-вами Рюген и Борнхольм, далее следует вдоль линии Тейсейра-Торнквиста. Каледонские деформации перед ордовиком и перед девоном проявлены вблизи этой линии в Келец-

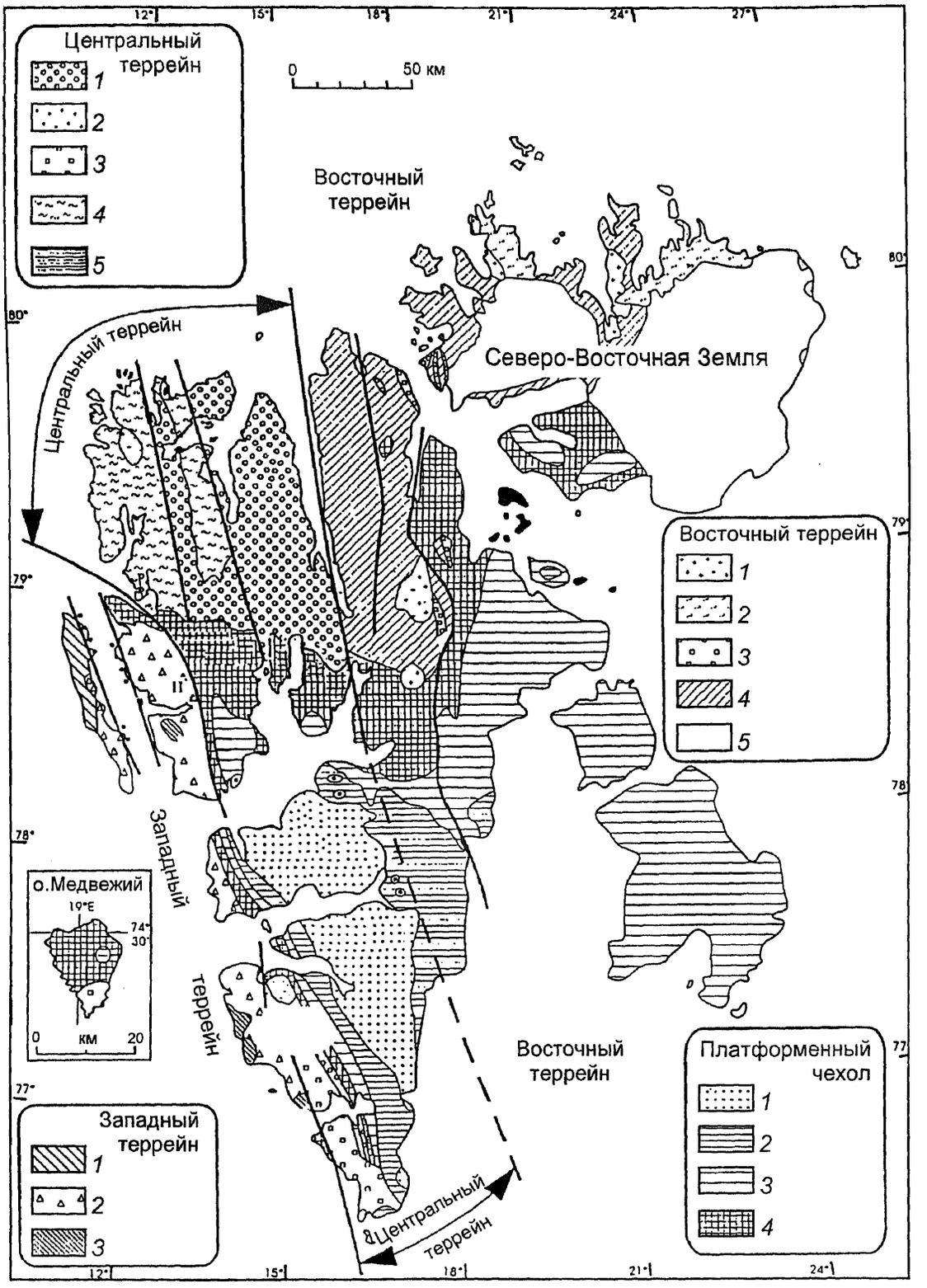


Рис. 4-15. Схематическая карта породных единиц и террейнов Шпицбергена (по В.Б.Харланду)

Западный террейн: *1* – эдиакарий-силур; *2* – ранний венд, варангий; *3* – протофундамент. *Центральный террейн*: *1* – девон, древний красный песчаник; *2* – граниты силура–девона; *3* – канадий–венд; *4* – докембрийские осадки и мигматиты; *5* – протофундамент. *Восточный террейн*: *1* – граниты силура–девона; *2* – мигматиты (силур); *3–4* – Хекла-Хук: *3* – лланвирн–венд, *4* – довенд; *5* – протофундамент. *Платформенный чехол*: *1* – палеоген; *2* – мел–юра; *3* – триас; 4 – пермь–карбон

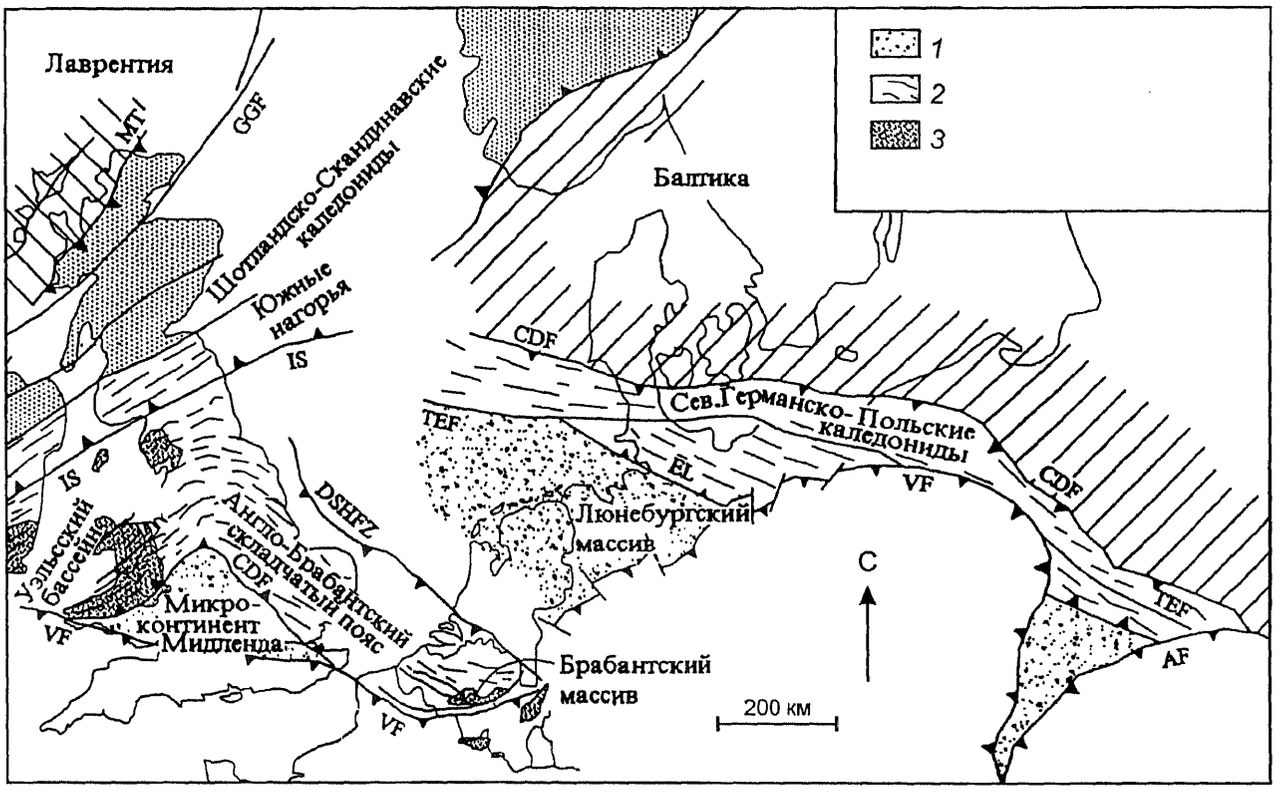


Рис. 4-16. Тектоническое положение слабометаморфизованных сланцевых поясов Восточной Авалонии (из работы М.Синтубина)
AF – альпийский фронт; CDF – фронт каледонских деформаций; DSHFZ – зона разломов Доусинг-Саутхьюветт; EL – линия Эльбы; IS – сутура Япетуса; MT – Мойнский надвиг; TEF – Трансъевропейский разлом; VF – варисский фронт; GGF – разлом Грейт-Глен.
1 – массивы кадомского фундамента; *2* – каледонские сланцевые пояса; *3* – то же, выходы на поверхность

кой зоне Свентокшиских гор. Каледонские деформации проявлены еще интенсивнее по другую сторону Малопольского массива в полосе, следующей через район г. Кракова; здесь они сопровождаются метаморфизмом и внедрением гранитоидов.

Остается не вполне установленной природа фундамента в наиболее глубоко погруженной части Среднеевропейской впадины, лежащей между Англо-Брабантской и Польско-Германской ветвями каледонид. Наиболее вероятно, что он принадлежит Восточной Авалонии, т.е. идентичен кадомскому фундаменту английского Мидленда, а каледонский фронт отвечает сутуре – следу коллизии Авалонии и Балтики.

4.4. Герциниды (варисциды) Центральной и Западной Европы и Магриба

Значительная часть Европы, включая Иберийский п-ов и продолжаясь в Магрибе, подстилается позднепротерозойско-палеозойским складчатым комплексом, испытавшим заключительные интенсивные деформации в позднепалеозойскую, герцинскую по французской, или варисскую по англо-германской терминологии, эпоху. Герциниды пересекают Европу в общем широтном направлении от Атлантики до Одера (Одры), изгибаясь к югу и продолжаясь на Иберийский п-ов и Магриб на западе, а на востоке ныряя под Карпаты (рис.4-17).

Северный фронт герцинид простирается через юго-западную Ирландию, крайний юг Уэльса, Южную Англию, Северную Францию, Южную Бельгию, Германию и Польшу, достигая Верхней Силезии, где и уходит под Карпаты. На юге значительная часть герцинид вошла в состав альпийского пояса и поэтому положение южного фронта герцинского пояса может быть намечено лишь пунктирно, в направлении от западного Магриба до Анатолии, с изгибом к северу вокруг Адриатического моря, в районе которого предполагается существование микроконтинента Адрии или Апулии, не затронутого герцинскими деформациями.

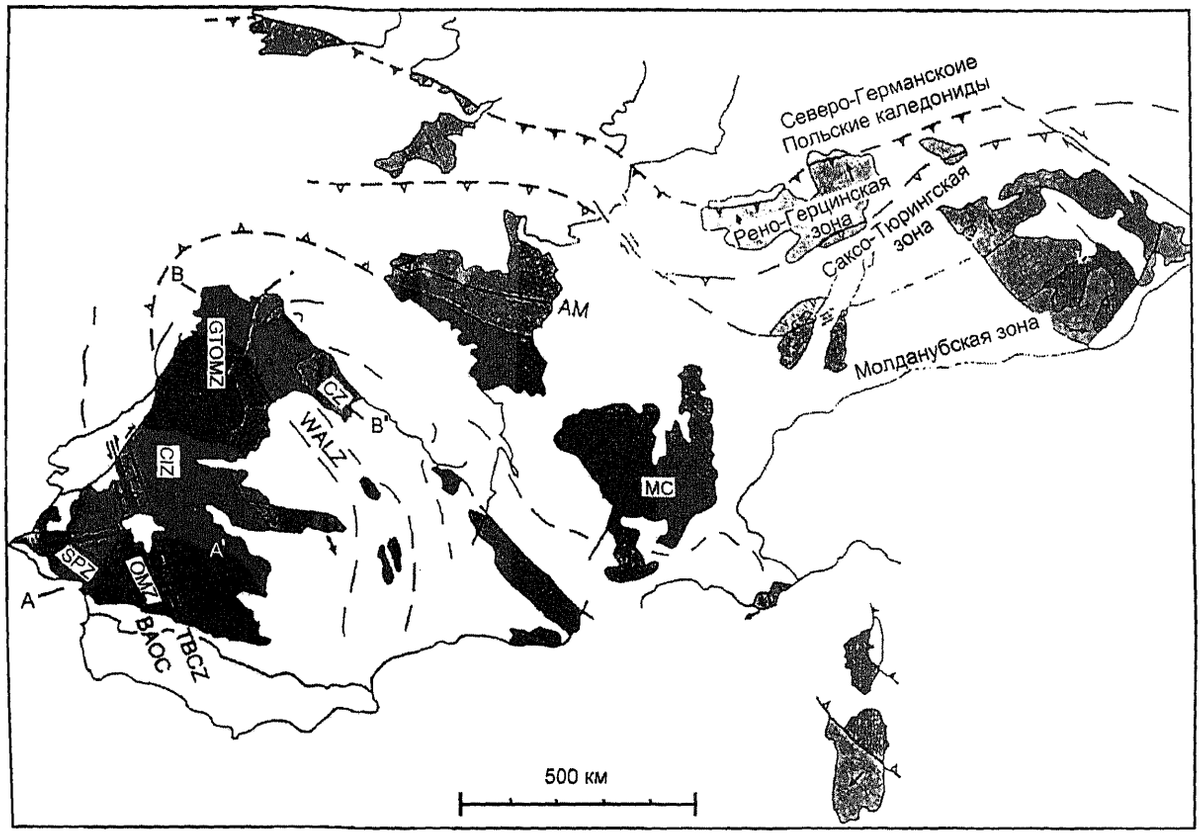


Рис. 4-17. Главные структурные элементы варисцид в раннем карбоне (по В.Франке)

AM – Арморикансий массив; BAOC – южный офиолитовый террейн; CIZ – Центрально-Иберийская зона; CZ – Кантабрийская зона; GTOMZ – зона Галисия-Треш-Ош-Монтеш; MC – Центральный массив; OMZ – зона Осса-Морена; SPZ – Южно-Португальская зона; TBCZ – зона сдвига (shear zone) Бадахос-Кордоба; WALZ – зона Западной Астурии и Леона

4.4.1. Кадомское основание герцинского пояса

Герцинский подвижный пояс заложился в ордовике в процессе деструкции континентальной коры, образованной на его месте (и за его пределами на севере и на юге) к началу кембрия в итоге кадомского (панафриканского, байкальского) тектогенеза. Поэтому в основании большей части пояса находится кадомский фундамент. В ряде районов он выступает на поверхность; наиболее крупными его выходами являются северные части Арморикансого и Богемского массивов.

Северная часть *Арморикансого массива*, находящаяся в пределах исторических провинций Франции – Бретани и Нормандии, явилась тектонотипом кадомской (от римского названия города Кан) складчатости (рис.4-18). Здесь верхнерифейско-вендский складчатый комплекс был выделен под названием бриовера. Накопление этого комплекса началось в середине позднего рифея и закончилось в середине венда. Он включает в нижней части бимодальные вулканиты раннеостроводужного типа, а выше песчано-алеврито-кремнисто-сланцевые флишоидные отложения с подчиненными доломитами. Низы и средняя часть разреза интрудированы тоналитами с возрастом 670 млн лет, а основные деформации, зеленосланцевый метаморфизм и гранитный плутонизм произошли после накопления начинающегося тиллитами флишоидно-граувакового верхнего бриовера в интервале 600–540 млн лет т.н.

На севере Бретани и на Нормандских о-вах в проливе Ла-Манш из-под отложений бриовера обнажаются раннедокембрийские образования – ортогнейсы так называемого пентеврия с возрастом 2,0–1,8 млрд лет.

Присутствие раннего докембрия устанавливается и в фундаменте погребенного (в пределах суши) Кантабрийско-Аквитанского микроконтинента, по данным драгирования против северо-западного побережья Иберийского п-ова.

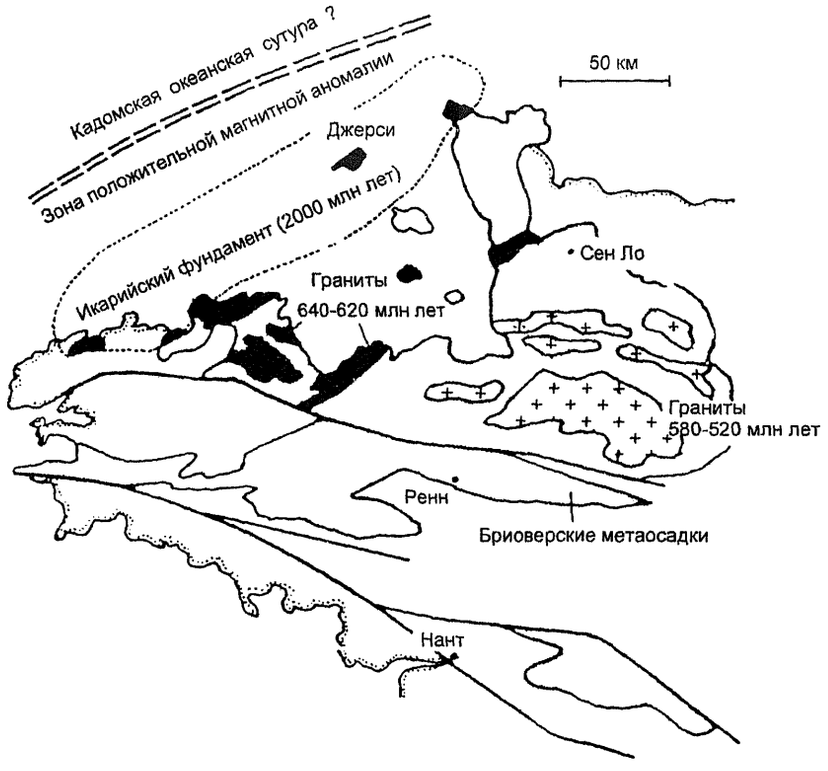


Рис. 4-18. Останцы кадомского орогена во Франции (Арморикапский массив) (по Ж.Дебельмасу)

Аналоги арморикапского бриовера хорошо обнажены и в *Богемском массиве*, где их мощность достигает 7–8 тыс. м и где они так же разделяются на две части, очевидно, верхнерифейскую и вендскую, поскольку вторая заключает в низах тиллиты. Нижняя часть сложена граувакками и пелитами, а выше – основными (спилиты), и в подчиненном количестве кислыми вулканитами. Верхняя имеет более пестрый состав; в ней имеются прослои мраморов, кварцитов, графитовых сланцев, вулканитов среднего и кислого состава. Метаморфизм достигает амфиболитовой и даже гранулитовой фации, породы интенсивно смяты, имеются интрузии кадомских гранитоидов. Кембрий залегает на этом комплексе с резким несогласием.

Кадомский комплекс довольно широко обнажен также в Иберийской Месете и участвует в строении Среднегерманского поднятия. Его аналоги принимают участие и в структуре сооружений альпийского пояса, но об этом пойдет речь в главе 11.

Обращаясь теперь к собственно герцинскому комплексу, следует указать, что его структурная зональность была первоначально намечена немецкими геологом Ф.Коссматом в 1927 году для центрального сектора, лежащего между Рейном и Эльбой. В дальнейшем ее стали распространять как на запад, до Атлантики, так и на восток, до Польши, а затем и на Иберийский п-ов, исходя из концепции Иберо-Арморикапской дуги, существовавшей до раскрытия Бискайского залива. Так оформилась модель общей зональности европейских герцинид, в наиболее полном виде воплощенная в схеме Ф.Элленберже и Л.Тамена в 1980 году. Эта схема являлась типично «цилиндрической», т.е. исходила в основном из идеи о непрерывной протяженности структурно-фациальных (формационных) зон. Однако затем обнаружилось, что данная схема представляет неоправданную идеализацию действительных соотношений, главным образом по той причине, что протяженность отдельных зон прерывается крупными смещениями по диагональным сдвигам, преимущественно правым, северо-западного простирания, отчасти левым северо-восточного простирания, со смещениями, достигающими сотен (до 400) километров. Помимо вторичных смещений по простиранию пояса происходили и серьезные первичные изменения, кото-

рые также слабо учитывались в «цилиндрической» схеме. И наконец, оказалось необходимым иметь в виду возможность первоначального образования смежных зон и даже их участков на значительных расстояниях друг от друга. Все это привело к распространению на европейские герциниды концепции террейнов, разделенных сутурами. Но, как и в случае Британских каледонид (см. выше), многие террейны оказались совпадающими с ранее выделенными в различных частях орогена структурно-фациальными зонами, и лишь их соотношения стали трактоваться иначе. Это касается, в частности, центрального сегмента герцинского пояса Европы, для которого продолжает использоваться классическая схема Ф.Коссмата.

Следует еще отметить, что значительная площадь герцинского пояса Европы скрыта под чехлом мезозоя и кайнозоя, герцинский же комплекс выступает на поверхность в отдельных блоках-массивах, что естественно затрудняет восстановление первичных структурных соотношений, но в этом все больше помогают геофизика и бурение.

4.4.2. Центральный сегмент европейских герцинид

Этот сегмент ограничен двумя крупными правыми сдвигами – сдвигом Брей на западе с амплитудой до 400 км и сдвигом «линии Эльбы» на востоке. Этот отрезок герцинского пояса ограничен на севере Брабантским массивом каледонид, а на юге Предальпийским молассовым прогибом. Он охватывает, по существу, в основном лишь северное крыло орогена, но тем не менее его типичные особенности здесь хорошо представлены.

Наиболее южную зону варисского орогена Ф.Коссмат назвал *Молданубской*, произведя это название от рек Дуная и Эльбы (по-немецки Молдау). Главным структурным элементом этой зоны является *Богемский (Чешский) массив*, основная часть которого и лежит между названными реками. Ядро массива сложено глубокометаморфизованными породами верхнего протерозоя (их гранулитовый метаморфизм долго заставлял предполагать раннедокембрийский или хотя бы гренвильский возраст), вмещающими батолиты герцинских гранитоидов; это и есть собственно «Молданубикум». На центральную часть массива несогласно наложен *Баррандов, или Пражский синклинорий*, выполненный неметаморфизованными, содержащими богатую фауну и сравнительно слабо деформированными мелководно-морскими отложениями кембрия – среднего девона, до середины силура обломочными, выше карбонатными. Севернее и западнее палеозойского синклинория обнажается относительно слабо метаморфизованный верхний протерозой.

В настоящее время в некоторых тектонических схемах в строении Богемского массива выделяют два самостоятельных террейна: Богемикум, или Баррандиен на северо-западе и собственно Молданубикум на юго-востоке, полагая, что их совмещение произошло лишь в конце палеозоя.

Западным обнаженным продолжением Молданубской зоны считаются массивы *Шварцвальда и Вогез*, разделенные молодым Верхнерейнским грабеном. Однако самые северные части этих массивов относят уже к смежной Саксотюрингской зоне. Оба массива сложены в основном гнейсами, образованными, вероятно, за счет метаморфизма верхнепротерозойских и нижнепалеозойских осадков, и герцинских гранитоидов. На юге появляются слабометаморфизованные глинистые сланцы верхнего девона и граувакки нижнего карбона, в верхнем визе сменяющиеся вулканогенной молассой. Вергентность структур здесь уже преимущественно южная, что позволяет проводить ось симметрии орогена через центральную часть Шварцвальда и Вогез.

Северо-западный край Богемского массива надвинут на следующую зону герцинид, лучше всего обнаженную в Рудных и Пихтовых горах и Тюрингском лесу – *Саксотюрингскую*. Этот надвиг местами переходит в сложенный гнейсами и офиолитами Мюнхбергский покров. В самой Саксотюрингской зоне разрез герцинского комплекса, залегающего на кадомском основании и тонком кембрийском чехле, начинается мощным песчано-глинистым ордовиком и продолжается черносланцевым силуром и девоном, в верхнем отделе девона с бимодальными вулканитами (спилиты, кератофиры).

В южной подзоне Саксотюрингикума, возможно представлявшей самостоятельный террейн, эти «тюрингские» фации ордовика–девона замещаются «баварскими», отличающимися развитием бимодальных вулканитов уже в ордовике и присутствием в девоне кроме глинистых сланцев и «узловатых» известняков радиоляритов. Нижний карбон представлен в Саксотюрингской зоне флишем турне – нижнего визе, увенчанным олистостромами. В середине визе зона подверглась интенсивным деформациям, включая образование Мюнхбергского покрова. Деформации сопровождались внедрением гранитоидов.

Северным ограничением Саксотюрингской зоны служит узкое (50–100 км), но протяженное *Среднегерманское поднятие* (кристаллическая зона), выделенное в 1948 г. Р.Бринкманном в дополнение схемы Ф.Коссмата. Слагающий его метаморфический комплекс верхнего протерозоя – низов девона выступает в небольших массивах Оденвальда и Шпессарта на правобере-

жье Рейна и прослеживается на восток до Эльбы, а к западу от Рейна он вскрыт скважинами под Саарской молассовой впадиной (см. ниже).

На севере Среднегерманское поднятие надвинуто на *Реногерцинскую зону*, получившую свое название от р.Рейн и горного массива Гарца на востоке. Этот надвиг, подобно надвигу Молданубикума (Богемикума) на Саксотюрингикум, переходит в тектонический *Гиссенский покров*. Реногерцинская зона включает, помимо Гарца, Рейнские Сланцевые горы и Арденны, а далее к западо-северо-западу прослеживается за пределы рассматриваемого сектора вплоть до юго-восточной Ирландии (см.ниже). Эту зону слагают в основном мощные, до 10 км, отложения девона и нижнего карбона. На севере зоны, как уже отмечалось выше, в ядрах антиклинориев из-под несогласно залегающего девона обнажается нижний палеозой, принадлежащий Англо-Бельгийским каледонидам. Черносланцевый девон содержит прослои бимодальных вулканитов ($D_2^2 - D_3^1$); на юге, особенно в Гиссенском покрове, базальты по составу близки срединноокеанским. В процессе растяжения, испытанном данной зоной в девоне, она разделилась на поднятия, очевидно полугорсты, и прогибы, очевидно полуграбены, с соответствующей дифференциацией осадков на карбонатные, в том числе рифовые, и песчано-глинистые, с излияниями вулканитов в пограничных полосах и накоплением железных руд в прогибах. В раннем карбоне усиление сноса со Среднегерманского поднятия, начавшегося в среднем девоне, приводит к смене черносланцевой формации флишоидным «кульмом», состоящим из переслаивания граувакковых турбидитов и кремнисто-глинистых сланцев. Лишь на крайнем севере зоны кульм замещается шельфовыми известняками, типичными для эпикаледонской платформы.

Волна складчатых деформаций, сопровождавшихся кливажом, сланцеватостью и слабым метаморфизмом охватила Реногерцинскую зону в конце раннего – начале среднего карбона, начавшись на юге 320 млн лет т.н. и достигнув севера 300 млн лет т.н., т.е. в намюре–вестфале. В итоге этих деформаций зона оказалась расчлененной на антиклинории и синклинории с преобладанием северной вергентности, местами сменяющейся на южную в северных крыльях наиболее глубоких мульд.

Гранитные плутоны в пределах рассматриваемого сегмента в Реногерциникуме отсутствуют, но появляются на востоке, в Гарце, и на северо-западе, в Корнуолле (см. ниже).

Наиболее северным элементом строения европейских герцинид здесь является *Субварисский передовой прогиб*. К нему принадлежат Рурский и Франко-Бельгийский каменноугольные бассейны. Он обладает типичной для подобных прогибов асимметричной структурой – с юга на его крутое крыло надвинуты образования Реногерцинской зоны, а северное пологое крыло несогласно ложится на нижнекаменноугольный известняк, в свою очередь подстилаемый Олд Редом и каледонским складчатым основанием. Надвиг с юга наиболее ярко выражен на северо-западе, между Арденнами и Брабантом. Он был установлен еще в первой половине XIX века и получил название Южного надвига; ныне по данным сейсмики отраженных волн установлено, что он сильно выполаживается на глубине, превращаясь в общий срыв герцинского складчатого комплекса, и прослеживается к югу на расстояние до 100 км (рис.4-19).

Заполнение прогиба началось с отложения трехкилометровой толщи морского намюра, за которым последовало обмеление и отложение паралической

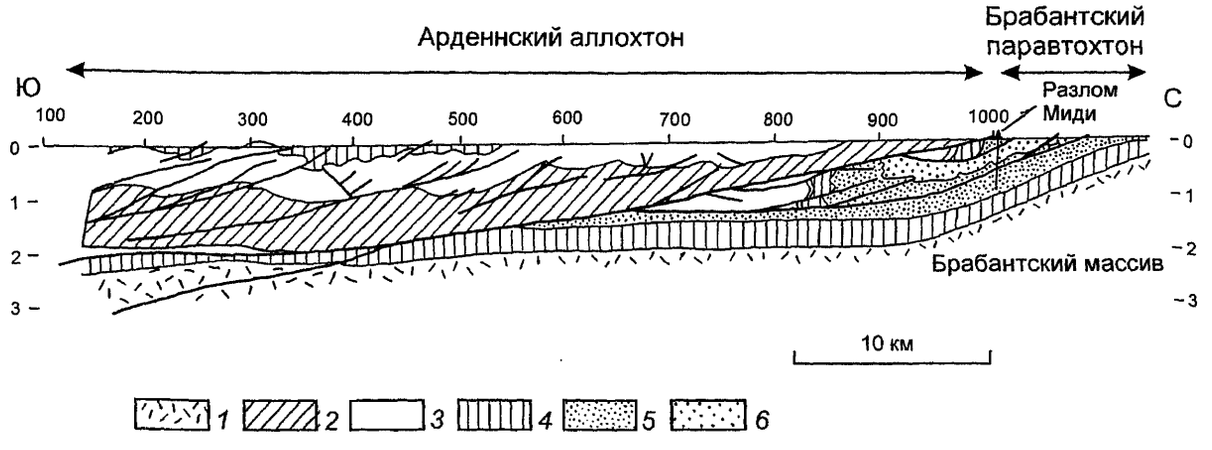


Рис. 4-19. Схематический профиль через Арденны и Брабантский массив, основанный на сейсмических профилях (по Э.Мартону и др.)
1 – фундамент; *2* – нижний девон; *3* – средний–верхний девон; *4* – динант–намюр; *5* – нижний вестфал; *6* – верхний вестфал

угленосной формации вестфала и далее континентальной обломочной красноцветной формации стефана. При этом зоны максимальных мощностей последовательно смещались к северу, особенно значительно на правобережье Рейна в связи с погружением к востоку Брабантского массива. Перед накоплением стефана проявилась фаза складчатости, названная Г.Штилле астурийской от одноименного каменноугольного бассейна в Испании (см. ниже). Однако заключительные деформации сжатия здесь имели место позднее – в заальскую фазу середины ранней перми. Складчатые дислокации наиболее заметны в южном крыле прогиба и на северо-западе, где прогиб суживается.

Примерно одновременно с передовым прогибом в пределах внутренних зон герцинского орогена возникли наложенные межгорные молассовые прогибы. Наиболее крупными из них являются лежащие в одной полосе западо-юго-западного простирания и наложенные в основном на Среднегерманское поднятие *Саарская и Заальская впадины.* Первая возникла в среднем карбоне как односторонний грабен и продолжала развиваться в позднем карбоне и первой половине ранней перми, заполняясь во внутриконтинентальных условиях сероцветной угленосной молассой вестфала, пестроцветной, частично с углями молассой стефана и, наконец, тоже красноцветной, но почти безугольной толщей низов перми (нижний красный лежень-отен), общей мощностью до 6 км, после чего это выполнение испытало деформации сжатия заальской фазы тектогенеза.

4.4.3. Восточный сегмент европейских герцинид

Этот сегмент расположен между сдвигами линий Эльбы и Одера (Одры), параллельными линеаменту Тейсейра-Торнквиста, но отделенными от него в основном каледонидами. В пределах данного сегмента герцинская система испытывает поворот к юго-востоку и югу, образуя выпуклую к востоку дугу, как бы прислоненную к линии Одера и частично ею срезанную. При этом северная и отчасти средняя часть дуги здесь оказывается погребенной под мощным чехлом Польско-Германской платформенной впадины.

«Субварисский» передовой прогиб, по данным бурения, прослеживается до р.Варты у Познани, но далее, по-видимому, выклинивается, пока его аналог, или гомолог не появляется вновь далеко на юге, в Верхней Силезии. Основной герцинский надвиговый фронт протягивается выпуклой к северу дугой несколько севернее Берлина и затем, слегка заворачивая к востоко-юго-востоку, срезается линией Одера, а с ним аналогичная судьба постигает, очевидно, и продолжение Реногерцинской зоны. Однако и ее аналог появляется вновь на юге сегмента в виде простирающейся в юго-западном направлении Мораво-Силезской зоны, отделенной разломом-надвигом от Богемского массива и Западных Судет и, в свою очередь, надвинутой на Верхнесилезский каменноугольный бассейн – аналог (гомолог) Субварисского передового прогиба. Сложена *Мораво-Силезская зона* силурийско-нижнекарбоновым комплексом, который по составу и строению в своей внутренней, северо-западной части весьма напоминает реногерцинский, включая сланцевый силур–девон с бимодальными (спилиты, кератофиры) вулканитами и флишевый кульм; и опять же, подобно Реногерцинику, девон и карбон в более внешней подзоне, на юго-востоке, замещается шельфовыми карбонатами с красноцветами (Олд Ред!) в основании. Эти отложения в Верхней Силезии ложатся на нижний кембрий с балтийской фауной трилобитов; на севере между ними появляются маломощные среднекембрийско-ордовикские отложения. Кембрий или прямо девон перекрывают здесь кристаллический фундамент, включающий плутон гранодиоритов, датированный в 580–540 млн лет, последнее доказывает, что этот *Верхнесилезский массив* (Бруновистуликум) принадлежал Восточной Авалонии. Складчато-надвиговые деформации юго-восточной вергентности охватили Мораво-Силезскую зону с конца девона – начала карбона и постепенно распространялись с северо-запада на юго-восток в направлении Верхнесилезского массива.

В конце намюра на этот массив с его маломощным карбонатным среднепалеозойским чехлом был наложен *Верхнесилезский каменноугольный бассейн*, по своему положению, истории и структуре играющий роль передового прогиба, подобного Рурскому. Он выполнен морским намюром и паралическим угленосным вестфалом общей мощностью до 6 км, заметно смятыми лишь в северо-западном крыле прогиба. На востоке прогиб ограничен Краковской зоной дислокаций (см.ниже), а на юге на него полого надвинуто альпийское сооружение Карпат.

Наиболее сложно построен в Восточном сегменте европейских герцинид вытянутый в северо-западном направлении блок *Западных Судет*, лежащий на продолжении Саксотюрингской зоны по другую сторону линии Эльбы. Блок этот, ограниченный линиями Эльбы и Одры, представляет, по существу, сложный террейн – коллаж более мелких блоков, которых насчитывается не менее шести. Они разделены примерно поровну Внутрисудетским разломом, простирающимся на северо-запад в общем параллельно ограничениям Судетского блока, а на юго-востоке разделяющимся на широтную и юго-восточную ветви. Между этими ветвями находится треугольный блок гнейсов Совьих гор, находящийся, таким образом, в центре всего структурного ансамбля Судет. С трех сторон в обрамлении блока выступают офиолиты раннеордовикского возраста,

обдуцированные в силуре. Складчатые структуры на остальной площади Судет как бы обтекают блок Совьих гор, имея преимущественно широтное простирание на севере, юго-восточное на юго-западе и северо-северо-восточное на востоке; последнее в общем конформно Мораво-Силезской зоне и пограничному с нею разлому.

На территории за пределами блока Совьих гор и их офиолитового обрамления в строении Судет участвуют породы верхнего протерозоя, метаморфизованные в основном в амфиболитовой, отчасти гранулитовой фации и представляющие, очевидно, кадомский комплекс, и всех систем палеозоя. В кембрии-ордовике присутствуют вулканиты, указывающие на обстановку рифтинга эпикадомской коры, предшествовавшего и частично сопутствовавшего спредингу, представленному офиолитами. Фауна, содержащаяся в этих отложениях к северо-востоку от Внутрисудетского разлома, относится к Балтийской провинции, как и фауна Верхнесилезского и Маловольского массивов, в то время как фауна соседнего Богемского массива является гондванской по своему типу. Это дает основание Г.Оливеру с соавторами предполагать, что именно Внутрисудетский разлом мог являться сутурой, отвечающей закрытию «моря Торнквиста», начавшемуся в позднем ордовике и завершавшемуся в силуре. Это подтверждается и присутствием голубых сланцев по обе стороны данного разлома.

Но активное развитие Западных Судет не закончилось каледонской коллизией. В раннем–среднем девоне Судеты испытали структурную перестройку и региональный метаморфизм и снова были вовлечены в погружение, вероятно, с повторным рифтингом и даже спредингом, и именно тогда вошли в состав Саксотюрингской зоны герцинид. Отложения верхнего девона – нижнего карбона в фации кульма-граувакка, глинистые сланцы, залегают трансгрессивно и несогласно, в том числе и на глыбе Совьих гор. Затем последовала основная фаза герцинского диастрофизма, которая и получила название судетской и сопровождалась мощным гранитообразованием, но относительно слабым метаморфизмом.

В намюре на центральную часть Западно-Судетского блока была наложена Внутрисудетская молассовая впадина, вытянутая в том же северо-западном направлении и выполненная угленосной молассой верхнего намюра – вестфала и безугольной, красноцветной – стефана – нижней перми, обе с участием вулканитов, в карбоне кислых, в перми основных.

4.4.4. Западный сегмент европейских герцинид

Этот сегмент, охватывающий юг Британских о-вов и всю внеальпийскую территорию Франции, содержит более полное сечение герцинского пояса, чем Центральный и Восточный, так как включает южное крыло орогена. Северный надвиговый фронт орогена, простираясь в западо-северо-западном направлении, пересекает Ла Манш, продолжается в пределы южной Англии и через Бристольский залив и Ирландское море протягивается в юго-западную Ирландию. Перед этим фронтом на юге Англии и Уэльса располагаются два каменноугольных бассейна, относящихся к «Угольному каналу Европы» и, следовательно, принадлежащих передовому герцинскому («субварисскому») прогибу. По возрасту и составу выполняющей их молассы и времени и стилю ее деформаций они в общем достаточно сходны со своим продолжением на континенте. Сам надвиговый фронт подобен Южному надвигу Франции и Бельгии, а простирающаяся южнее сложенная девоном и нижним карбоном зона Девоншира и Корнуолла по составу отложений, включающих девонские вулканиты и кульм, и по своей северо-вергентной напряженноскладчатой и чешуйчатой перед фронтом структуре вполне напоминает Реногерцинскую зону Центрального сегмента, очевидно, продолжением которой и является. Единственное серьезное отличие – присутствие огромного гранитного батолита, выступы которого прослеживаются до края континентального шельфа.

На мысе Лизард в Корнуолле находятся уникальные обнажения, демонстрирующие надвигание (обдукцию) на девонский флиш Реногерцинской зоны метаофиолитового комплекса, датированного в 375 млн лет (начало позднего девона). Недавно в его составе обнаружены ордовикские офиолиты. Отторженцы шельфовых карбонатов ордовика, силура и нижнего девона североармориканского типа встречаются вместе с офиолитовым материалом в олистостроме к северу от надвига. Некоторые исследователи усматривают в Лизардском комплексе продолжение Среднегерманского поднятия. Во всяком случае, речь может идти о продолжении сутуры между этим поднятием и Реногерцинской зоной.

По южную сторону Ла Манша, включая Нормандские о-ва, располагается *Арморикансий массив*, состоящий из трех блоков разного состава и строения, представляющих, очевидно, самостоятельные террейны. О северном из них, с докембрийской, в основном эпикадомской континентальной корой, уже шла речь выше в разделе 4.4.1. Обломочный и вулканогенный кембрий, залегающий на этом фундаменте, может рассматриваться либо как кадомская моласса, либо как продукт рифтинга. Выше трансгрессивно залегает ордовик, начинающийся аренигским «арморикансим песчаником» и продолжающийся глинистыми сланцами, песчаниками и оолитовыми железняками, и силур – граптолитовые сланцы и известняки, а затем

девон в фации Олд Реда. Северо-Арморикансий блок часто рассматривается как продолжение Среднегерманского поднятия, хотя различия между ними довольно очевидны.

Центрально-Арморикансая зона в структурном отношении представляет синклинорий; с севера на нее надвинут (с элементами правого сдвига) Северо-Арморикансий массив, а с юга она отделена мощной сдвиговой зоной (также правосторонней) от Южно-Арморикансого блока. На кадомском основании здесь залегает толща морских осадков верхов кембрия – девона с толеитовыми лавами в ордовике–силуре. На границе девона и карбона здесь проявились деформации, которые и дали основание Г.Штилле выделить его бретонскую фазу. В раннем карбоне начались движения по сдвигам, которые сопровождались образованием сдвигово-раздвиговых (pull-apart) молассовых впадин с проявлениями континентального толеитового вулканизма. Этот процесс продолжался в среднем–позднем карбоне; ему сопутствовали интрузии гранитоидов – сначала монцогранитов, а затем лейкогранитов.

Центрально-Арморикансая зона считается продолжением Саксотюрингской зоны Центрального сегмента, но относительно последней она сильно смещена к северу по правому сдвигу Брей, проходящему в фундаменте Парижского мезозойско-палеогенового бассейна.

Южно-Арморикансий блок характеризуется исключительно сложной структурой пород верхнего протерозоя и нижнего палеозоя с образованием изоклинальных и лежачих складок и даже шарьяжей, высокой степенью метаморфизма и гранитизации. Главное же заключается в присутствии офиолитов силурийского возраста, обдуцированных на юг в «лигерийскую» (равную акадской Северной Америки) эпоху. Высокая тектоно-магматическая активность здесь продолжалась в течение всего карбона. Считается, что Южно-Арморикансий блок лежит в одной полосе с северной частью расположенного восточнее Центрального Французского массива; последний же, в свою очередь, связан с южными Вогезами и, через них, с Молданубикомом. Все они и составляют осевую зону герцинского орогена Европы, которая начала оформляться в качестве поднятия во второй половине девона, в лигерийскую (акадскую) эпоху и получила название Лигерийской Кордильеры. Ее становление, вероятно, было связано с субдукцией коры Саксотюрингского бассейна, но к этому вопросу мы еще вернемся ниже.

Центрально-Французский массив, расположенный к юго-востоку от Арморикансого, занимает очень важное место в герцинском ансамбле Европы. В его пределах сходятся структуры двух направлений – с запада арморикансого западо-северо-западного и с востока собственно варисского, или рудногорского западо-юго-западного. Место схождения этих ветвей пересечено разломом, южным продолжением сдвига основания Парижского бассейна, вдоль которого заложен «Большой угольный шов» (Grand sillon houiller).

По современным данным, Центральный массив представляет сложное нагромождение тектонических покровов с убыванием интенсивности метаморфизма сверху вниз (обратная метаморфическая зональность, характерная для структурных комплексов покровного строения). Верхний покров сложен глубоко метаморфизованными породами, получившими в свое время название «лептино-амфиболитовой группы», и состоит в основании из метаофиолитов, испытавших силурийский метаморфизм высокого давления, а в верхней части – из метаморфизованных в девоне анатектических гнейсов. Амплитуда перемещения этого Арвернского покрова оценивается в 150 км.

В северо-восточной части массива из под этого покрова обнажается другой покров, сложенный слабо метаморфизованными отложениями среднего девона – нижнего карбона, разрез которых насыщен бимодальными и заканчивается кислыми вулканитами. Отмечается географическая близость этого комплекса Морвана на северо-востоке Центрального массива к выступающему на юге Вогез.

Западнее из под верхнего покрова обнажается другой покров, прослеживающийся из Южной Арморики (Вандея) в Севенны на юге Центрального массива. В его основании снова появляется «лептино-амфиболитовая группа», перекрываемая граувакково-сланцевым нижним палеозоем. Внутренняя структура покрова отличается крайней сложностью, с лежачими складками пеннинского типа. Деформации и метаморфизм этого покрова произошли в раннем карбоне.

Для всего Центрального массива характерно широкое распространение гранитов. На севере наиболее древние из них, как и в южной Арморике, имеют кембро-ордовикский возраст и уже в девоне были превращены в гнейсы. Другая фаза гранитообразования имела место здесь на границе девона и карбона, а на юге известны в основном позднекарбоновые граниты.

На крайнем юге к Центральному массиву примыкает небольшой *массив Монтань-Нуар*, резко отличающийся от первого по своему строению. Его северную часть занимает гнейсовый купол, в ядре которого обнажается кадомский комплекс, прорванный гранитами с возрастом 530 млн лет. Этот купол выступает в тектоническом окне, ибо через него переброшен с севера пакет тектонических покровов, сложенный неметаморфизованным палеозоем, от нижнего кембрия до визе включительно. В этом разрезе, достигающем большой (несколько тысяч метров) мощности, имеются перерывы с выпадением верхов кембрия, верхнего ордовика и силура. Кембрий и ордовик в основном терри-

генные, в среднем ордовике присутствуют кислые вулканиты, девон карбонатный, а нижний карбон флишевый, типа кульма. Основные деформации наступили после визе, но до стефана.

В среднем карбоне Центральный массив был пересечен крупным разломом – левым сдвигом, вдоль которого возникла мощная зона милонитизации и были заложены в стефане небольшие каменноугольные бассейны. Он находит свое продолжение на севере под Парижским бассейном, вплоть до Ла Манша, выражаясь здесь крупной гравитационной и магнитной аномалией, очевидно, обязанной внедрению основных магматитов. Эта «Большая аномалия Парижского бассейна» имеет глубокое заложение (она смещает границу Мохо) и служит разделом между погребенными продолжениями Арморикансного массива на западе, Центрального массива и Арденн – на востоке.

4.4.5. Иберийский сегмент

Герцинский складчато-покровный комплекс широко выступает на поверхность в западной части Иберийского п-ова, в плоскогорье Иберийской Месеты, и отчасти в осевой зоне Пиренеев, в прибрежной горной цепи Каталонии и в Кельтиберийских горах в центре полуострова. Схема тектонической зональности иберийских герцинид была разработана в 1945 г. немецким геологом Ф.Лотце и с небольшими изменениями применяется и в настоящее время. Стало, однако, очевидным, что по крайней мере некоторые зоны разделены офиолитовыми сутурами, вдоль которых они испытали значительные горизонтальные перемещения как вкрест, так и вдоль простирания и фактически представляют самостоятельные террейны. Зоны эти простираются в общем северо-западном направлении, но с приближением к северо-западному углу полуострова заворачивают к северо-северо-западу, северу и даже северо-северо-востоку. В целом ансамбль этих зон имеет антивергентное строение – северо-восточные зоны надвинуты к востоку, юго-западные в общем к юго-западу, а центральное положение в ансамбле занимает Центрально-Иберийская зона (рис.4-20), в этом смысле подобная Молданубской зоне Центральной Европы.

Поворот навстречу друг другу при приближении к Атлантике зон Арморикансного и Иберийского массивов породил уже много лет назад (Э.Арган, 1924) представление о некогда единой Иберо-Арморикансной дуге, дополненное идеей о ее более позднем разобщении в связи с раскрытием Бискайского залива (У.Кэри, 1958), нашедшей еще позднее полное подтверждение (рис.4-21). Однако единство этой дуги не означает тождества строения арморикансных и иберийских структур и эпох деформации.

Как отмечалось, осевое положение в Иберийском сегменте европейского герцинского орогена занимает *Центрально-Иберийская зона.* Она характеризуется

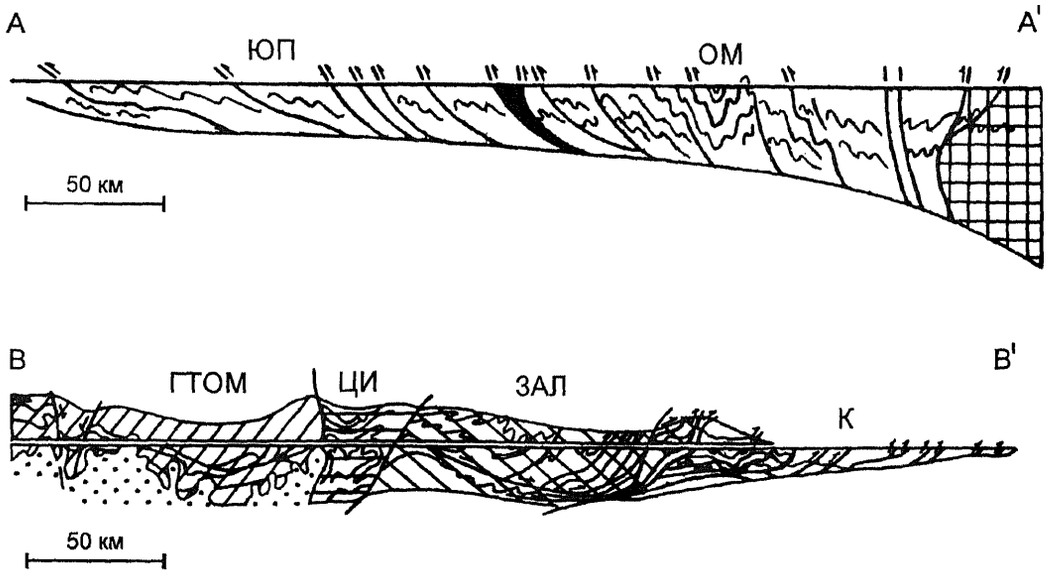


Рис. 4-20. Упрощенные разрезы через Иберийский варисский пояс (по А.Рибейро и др.)

АА′ – юго-западный профиль; ВВ′ – северо-западный профиль. Офиолиты показаны черным. Зоны: ЮП – Южно-Португальская, ОМ – Осса-Морена, ГТОМ – Галисия-Треш-Ош-Монтеш, ЦИ – Центрально-Иберийская, ЗАЛ – Западной Астурии и Леона, К – Кантабрийская

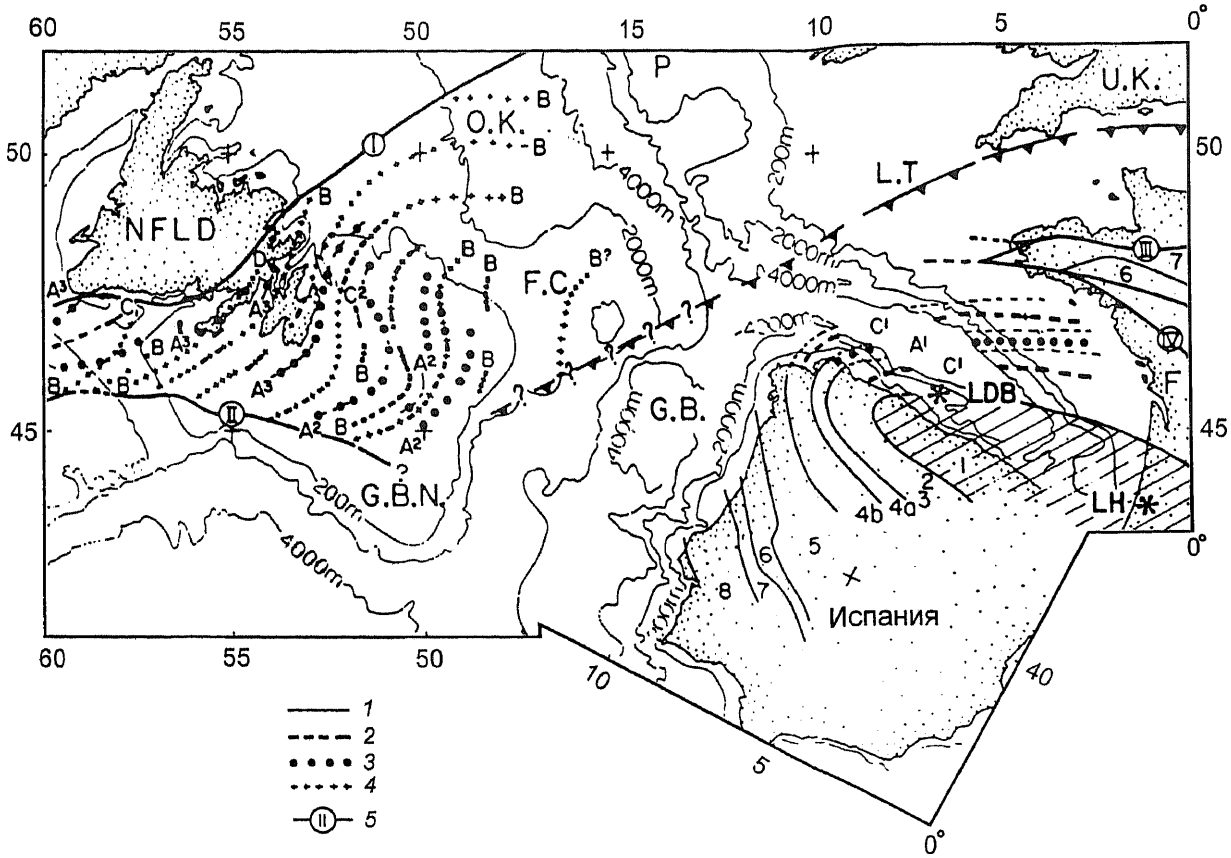


Рис. 4-21. Геофизические показатели (гравитационные и магнитные) и геологические черты, присутствующие по обе стороны Атлантики вокруг Иберо-Армориканской дуги, домезозойская (пермская) конфигурация (по Ж.-П.Лефорту и П.Н.П.Агарвалу)

A, B, C – геофизическая зональность; 1–8 – геологическая зональность в Европе.

1 – гравитационные максимумы; *2* – гравитационные минимумы; *3* – магнитные максимумы; *4* – магнитные минимумы; *5* – разломы: I – разлом Дувр-Эрмитейдж, II – ось аномалии Коллектор, III – Северо-Армориканская зона сдвига, IV – Южно-Армориканская зона сдвига. G.B. – банка Галисия; F.C. – Флемиш Кэп; O.K. – Орфей Нолл; G.B.N. – Большая Ньюфаундлендская банка; LDB – банка Ле Дануа; LH – поднятие Ланд; L.T – надвиг Лизард; P – банка Поркьюпайн; NFLD – Ньюфаундленд; U.K. – Англия; F – Франция

прежде всего присутствием в основании своей автохтонной части мощного кадомского комплекса, несогласно перекрытого кембрием. В кембрии этот комплекс начал подвергаться рифтингу с накоплением мощного флишоидного комплекса и бимодальным вулканизмом, прерванным на границе с ордовиком кратковременной фазой складчатости. В ордовике и силуре рифтинг и погружение с накоплением песчано-глинистых осадков и бимодальным вулканизмом возобновились. В конце силура – начале девона предполагается переход от рифтинга к спредингу, вскоре (D_2–D_3) сменившемуся коллизией ограничивавших бассейн с океанской корой континентальных блоков (см. ниже) и обдукцией офиолитов к востоку. Коллизия достигла кульминации в конце среднего – начале позднего карбона и привела к образованию обширного тектонического покрова офиолитов, метаморфизованных в амфиболитовой или даже гранулитовой фации. Останцы этого покрова сохранились в северной части зоны; их природа долго оставалась дискуссионной.

Центрально-Иберийская зона по своей восточной, на юге северо-восточной границе надвинута на *зону Западной Астурии и Леона*, отвечающую раннепалеозойскому прогибу, возникшему на том же кадомском основании, выступающем в пограничных со смежными зонами антиформах. Мощные и согласно залегающее терригенные кембрий и ордовик сменяются маломощным силуром. После этого, но не позднее среднего

карбона зона подверглась интенсивной восточно-вергентной складчатости с образованием изоклинально-чешуйчатой структуры, внедрением мелких штоков гранитоидов и надвиганием на смежную с востока Кантабрийскую зону.

Кантабрийская зона вплоть до среднего карбона развивалась в платформенном режиме, представляя собой, очевидно, часть Кантабрийско-Аквитанского микроконтинента с раннедокембрийским фундаментом. Маломощный неопротерозойский–раннекаменноугольный чехол представлен мелководными обломочными, глинистыми и карбонатными осадками, но в намюре–вестфале происходит мощное (до 6 км) погружение с накоплением турбидитов и паралических угленосных отложений, заполняющих Астурийский каменноугольный бассейн. Весь этот комплекс осадков испытывает интенсивные деформации в конце вестфала – начале стефана, что и дало основание Г.Штилле выделить астурийскую фазу складчатости. Складчатость Кантабрийской зоны типично тонкокожая – чехол сорван с фундамента и не только смят в крутые складки, но образует чешуи и тектонические покровы, перемещенные к востоку и несогласно перекрытые спокойно залегающими вестфалом D и стефаном.

Юго-западный фланг герцинского орогена Иберии представлен двумя зонами: Осса-Морена и Южно-Португальской. *Зона Осса-Морена* отделена от смежных Центрально-Иберийской и Южно-Португальской зон офиолитовыми сутурами Коимбра-Кордоба и Бежа-Акебучес – следами закрытия двух бассейнов с океанской корой. Вдоль первой сутуры зона Осса-Морена надвинута на Центрально-Иберийскую, вдоль второй – на Южно-Португальскую. Сама зона обладает кадомским фундаментом, причем неопротерозойский комплекс здесь достигает весьма значительной мощности. Он с резким несогласием перекрыт кембрием, также относительно мощным, отвечающим стадии континентального рифтинга, в основном обломочным, в верхней части флишоидным, с участием карбонатов в низах и вулканитов. Уже в раннем ордовике предполагается раскрытие южного океанского бассейна, кора которого начинает подвергаться субдукции в конце силура – начале девона. Соответственно, накопление в пределах зоны мелководных терригенно-карбонатных осадков сменяется ростом вулканической дуги вблизи сутуры. В среднем девоне наступает главная фаза деформаций. Отложения верхнего девона – низов карбона носят флишоидный характер, а с позднего визе начинается переход к молассам. Заключительные интенсивные деформации произошли, как и в других районах Иберии, в конце среднего – начале позднего карбона. Эта фаза деформации сопровождалась здесь становлением многочисленных плутонов гранитоидов, очевидно коллизионных, в отличие от мелких девонских субдукционных. Метаморфизм зоны очень неравномерный.

Южно-Португальская зона имеет более монотонное строение. Она сложена терригенным флишем верхнего девона – нижнего карбона, до намюра и низов вестфала включительно, с участием вулканитов спилито-кератофирового типа, с которыми связаны известные месторождения пирита, и кремнистых сланцев. Этот флиш смят в сильно сжатые складки юго-западной вергентности, осложненные кливажем и надвигами, местами переходящими в покровы. Плутоны гранитоидов немногочисленны, метаморфизм слабый.

Обращает на себя внимание сходство Южно-Португальской зоны с Реногерцинской Центральной Европы; поэтому она нередко считалась продолжением последней. Однако реконструкции тектонического плана перед раскрытием Атлантики указывают на отсутствие прямой связи между этими зонами, вероятно, вследствие перемещения по упомянутому выше меридиональному сдвигу. Следовательно, здесь наблюдается та же ситуация, что на противоположном конце герцинского орогена Европы между Реногерцинской и Мораво-Силезской зонами.

Заключительные герцинские деформации Иберийской Месеты выразились, как и повсеместно, в сдвиговых смещениях вдоль сутур, носивших левосторонний характер, в противоположность правым сдвигам Арморикансого массива.

4.4.6. Герциниды Магриба

Поскольку герциниды Магриба представляют явное продолжение европейских, точнее, иберийских герцинид, их описание было целесообразно включить в главу, посвященную внеальпийской Европе. Правда, между герцинидами Магриба и Иберийской Месеты расположены альпийские Бетская Кордильера, Эр-Риф и Телль, в строении которых также имеются палеозойские элементы, испытавшие герцинские деформации и метаморфизм. Представляется, однако, предпочтительным отложить их рассмотрение до главы «Альпийско-Гималайский пояс», а здесь коснуться лишь тех герцинид, которые вошли в фундамент эпипалеозойской платформы Северо-Западной Африки. Их основные обнажения приурочены к Марокканской Месете и Высокому Атласу; восточнее имеются отдельные выходы в ядрах антиклиналей Среднего Атласа и среди Высоких Плато.

В основании палеозойского комплекса в Высоком Атласе выступает, как и в европейских герцинидах, кадомский (здесь панафриканский) комплекс с характерными кислыми вулканитами в кровле. Нижний кембрий представлен карбонатами, а выше, вплоть до визе,

развиты преимущественно глинистые или флишевые отложения, с подчиненными карбонатами в нижнем–среднем девоне и в визе и вулканитами в кембрии. При этом в раннем и среднем палеозое обособляются две зоны, простирающиеся в северо-северо-восточном – северо-восточном направлении – относительно приподнятый блок в прибрежной части Месеты с «карбонатными платформами» нижнего кембрия и нижнего-среднего девона и более восточный прогиб с накоплением мощных песчано-глинистых осадков, включая турбидиты фамена–динанта. Первая фаза палеозойских деформаций приходится на ранний девон, но более интенсивные деформации начинаются в позднем девоне и достигают кульминации в позднем визе, когда образуются даже тектонические покровы. Тогда же начинает проявляться и магматическая активность – вулканизм, образование первых гранитных плутонов и эпизональный метаморфизм. В конце визе – намюре поднятия сменяются трансгрессией, но вскоре начинается новое осушение, формирование межгорных впадин с паралическим угленакоплением и на краю докембрийской платформы – каменноугольного бассейна Колон-Бешар-Кенадза типа передового прогиба. Эта нижняя моласса сминается в складки в конце вестфала, а в стефане – ранней перми (отене) возникает новая генерация молассовых впадин. В это же время образуется главная масса плутонов гранитоидов, наиболее поздние из которых (пермские) являются уже щелочными. В заключительные фазы герцинского орогенеза большое значение, как и везде, приобретают перемещения по сдвигам. Оформляется Южно-Атласская зона разломов вдоль северной границы докембрийской Африканской платформы.

Герцинская складчатая зона Магриба, характеризующаяся меридиональным или северо-восточным простиранием на севере Марокко, южнее приобретает широтное простиранием и с ним продолжается в Алжире.

4.5. Чехол молодой Западно-Европейской платформы

Линеамент Тейсейра-Торнквиста делит Европу на две части, резко отличающиеся по мощности коры и литосферы, по тепловому потоку, что отражает кардинальные отличия в истории формирования их современной континентальной коры. За исключением фрагментов раннедокембрийской коры, в составе Гебридского, Северо-Армориканского и погребенного Кантабрийско-Аквитанского массивов, кора Западно-Европейской платформы имеет в основном неопротерозойско-палеозойский возраст и сформирована в процессе кадомского, каледонского и герцинского тектогенеза. Соответственно наиболее раннее образование чехла, с начала палеозоя имело место в пределах английского Мидленда и севера Армориканского массива, Верхнесилезского, Малопольского массивов и Мёзийской плиты. Мощность кембрия и силура Мидленда (ордовик развит лишь на периферии) достигает 2 км; выше залегает девонский Олд Ред и остальной разрез чехла является уже общим с эпикаледонской платформой.

Эпикаледонский чехол распространен на Британских о-вах к северу от герцинского фронта и на Шпицбергене. В его основании залегает «верхний Олд Ред» позднедевонского возраста и континентального, озерно-речного происхождения. Морские отложения *турнейского* яруса развиты неповсеместно, зато *визейские* наиболее широко и представлены так называемым каменноугольным известняком. Его перекрывает «жерновой песчаник» *намюра*, а выше следует лимническая угленосная формация *вестфала*. Средне-позднепалеозойский чехол выполняет грабен Срединной долины Шотландии, Нортумберлендский прогиб на месте сутуры Япетуса, широко развит в Северной Англии и в Ирландии. Деформирован этот чехол весьма неравномерно, причем интенсивность деформаций возрастает, естественно, к герцинскому фронту на юге. Дислокации чехла то наследуют каледонские структуры фундамента, то существенно отклоняются от их простирания. При этом фундамент оказывается местами разбитым на блоки, поднятые или опущенные; на первых разрез чехла резко сокращается за счет выпадения его низов. Угленосный *средний карбон* выполняет впадины – каменноугольные бассейны. Весьма примечательной структурой являются «Малвернская ось» – меридиональный разлом, пересекающий посредине массив Мидленда и продолжающая его к северу Пеннинская гряда.

Пермо-мезозойский и кайнозойский чехол является общим для всей внеальпийской Европы. Его образование в пределах герцинид началось в середине *ранней перми*, после заключительной для герцинского орогенеза заальской фазы складчатости. Наиболее крупной структурой этого молодого чехольного комплекса является *Североморско-Среднеевропейская мегасинеклиза*. Ее формирование началось в ранней перми с образования двух самостоятельных впадин субширотного простирания – Польско-Северогерманской на юге и Северо-Североморской на севере, разделенных Центральным Североморским поднятием, продолжавшимся поднятием Рингкёбинг-Фюн на востоке. Погружение Польско-Северогерманской впадины сопровождалось обильным бимодальным вулканизмом.

В *поздней перми* уже вся Североморская область и Польско-Германская низменность были затоплены

морем и превратились в огромный Цехштейновый бассейн, в Польше, Литве и Латвии распространившийся и на окраину Восточно-Европейской платформы. Однако широтное поднятие, пересекавшее в ранней перми Северное море, сохранило роль подводного раздела между двумя солеродными впадинами; на нем осаждались лишь карбонаты и сульфаты. Цехштейновая соленосная толща вместе с солями верхов нижней перми в дальнейшем послужила источником формирования многочисленных соляных структур Североморско-Среднеевропейской мегасинеклизы (рис.4-22).

Уже в ранней перми на северо-восточной периферии будущей мегасинеклизы возник высокомагматичный рифт грабена Осло с продолжением на юг через Скаггерак вплоть до поднятия Рингкёбинг-Фюн. А на рубеже перми и *триаса* началось формирование осевой рифтовой системы Североморского бассейна – меридиональных грабенов Викинг и Центрального, которые развивались затем до *раннего мела* включительно, накопив толщу осадков значительной мощности. После чередования в триасе и начале лейаса континентальных и лагунных условий, к середине *ранней юры* морской режим распространился на весь мегабассейн, с установлением его связи с арктическими морями на севере и Тетисом на юге. В *байосе* в центре Северного моря на фоне образования крупного куполовидного поднятия на тройном рифтовом сочленении (с рифтами Викинг и Центральный здесь сочленяется широтный рифт Морей-Ферт, зарождающийся у побережья Шотландии) произошла мощная вспышка щелочно-базальтового вулканизма. В *поздней юре* возобновилось общее погружение Североморского бассейна, а рифтинг достиг своей кульминации в конце этой эпохи и к середине *мела* практически закончился, сменившись общим опусканием бассейна с накоплением до 3,5 км обломочных осадков кайнозоя, подстилаемых карбонатным верхним мелом. (До этого в мезозое преобладала глинистая седиментация на севере, карбонатная на юге.)

Мощность земной коры уменьшена в осевой части Североморской впадины до 20–25 км против 30–35 км под Британией и Скандинавией. Предполагается, что утонение произошло в основном за счет нижней коры при внедрении в нее продуктов основного мантийного магматизма (П.Циглер).

Южным и юго-восточным продолжением Североморского бассейна является *Польско-Северогерманская впадина*, заложенная еще в ранней перми, развивавшаяся практически в течение всего мезозоя. На востоке она достигает линии Тейсейра-Торнквиста, вдоль которой также еще в перми возник рифтогенный прогиб, продолжающийся к северо-западу в Данию и поэтому именуемый Датско-Польским. Его северная часть отделяется от Северогерманской впадины поднятием Рингкёбинг-Фюн. Польская часть этого прогиба на рубеже мела и палеогена испытала инверсию с образованием Куяво-Поморской зоны дислокаций («плакантиклинорий» по Е.Зноско). Западнее, уже в Германии, сходное простирание имеет так называемый блок Помпецкого, за которым расположена наиболее глубокая Нижне-Саксонская впадина, подобно Датско-Польской испытавшая инверсию в сеноне. В западной части Польско-Северогерманского бассейна господствующее значение имеют структуры северо-северо-восточного направления, лежащие на продолжении

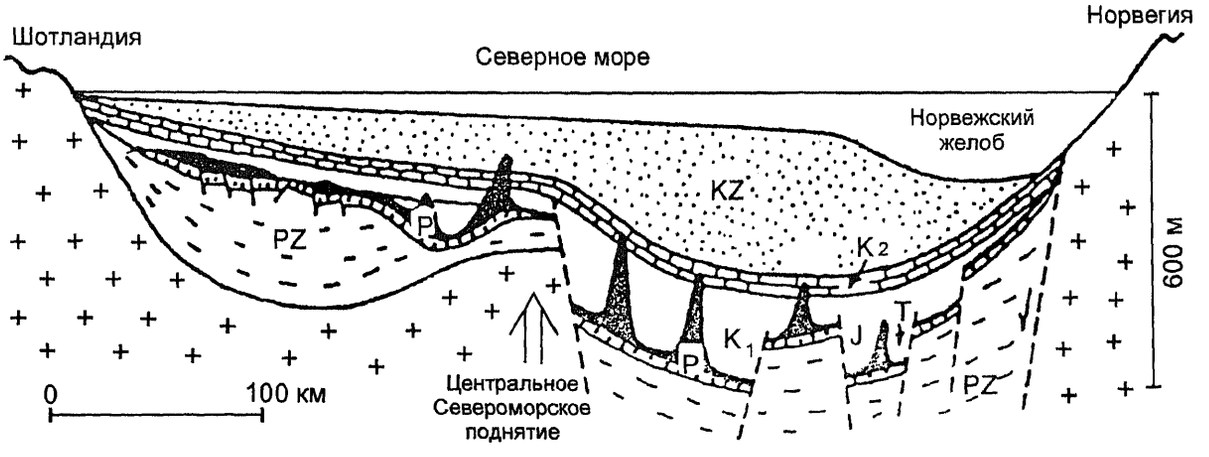


Рис. 4-22. Схематический профиль через Северное море от Шотландии до Норвегии (по Н.Расту)

рифтовой зоны грабен Осло–грабен Бамбле (в проливе Скаггерак)–грабен Хорн (в Северном море) или ей параллельные. К числу таких структур относятся глубокий юрский грабен Гифхорн и соляные валы Нижней Саксонии и Шлезвиг-Гольштейна. Кроме того, вдоль юго-западного края Северогерманской впадины располагаются прогибы, подобно Датско-Польскому и Нижнесаксонскому испытавшие инверсию в конце мела.

В течение кайнозоя, особенно с конца эоцена, происходило постепенное обмеление и осушение Польско-Северогерманской синеклизы. Но одновременно началось развитие *Западноевропейской рифтовой системы* (рис.4-23), которая как бы нарастила к югу Североморскую и Норвежско-Датскую (Осло–Хорн), протянувшись от южного побережья Северного моря к Средиземному морю. Система эта включает Нижнерейнский и Гессенский грабены, образующие тройное сочленение на юге с Верхнерейнским грабеном (рис.4-24); последний со смещением к западу вдоль трансформного разлома продолжается грабеном Бресс и далее Ронским, выходящим к Средиземному морю и открываю-

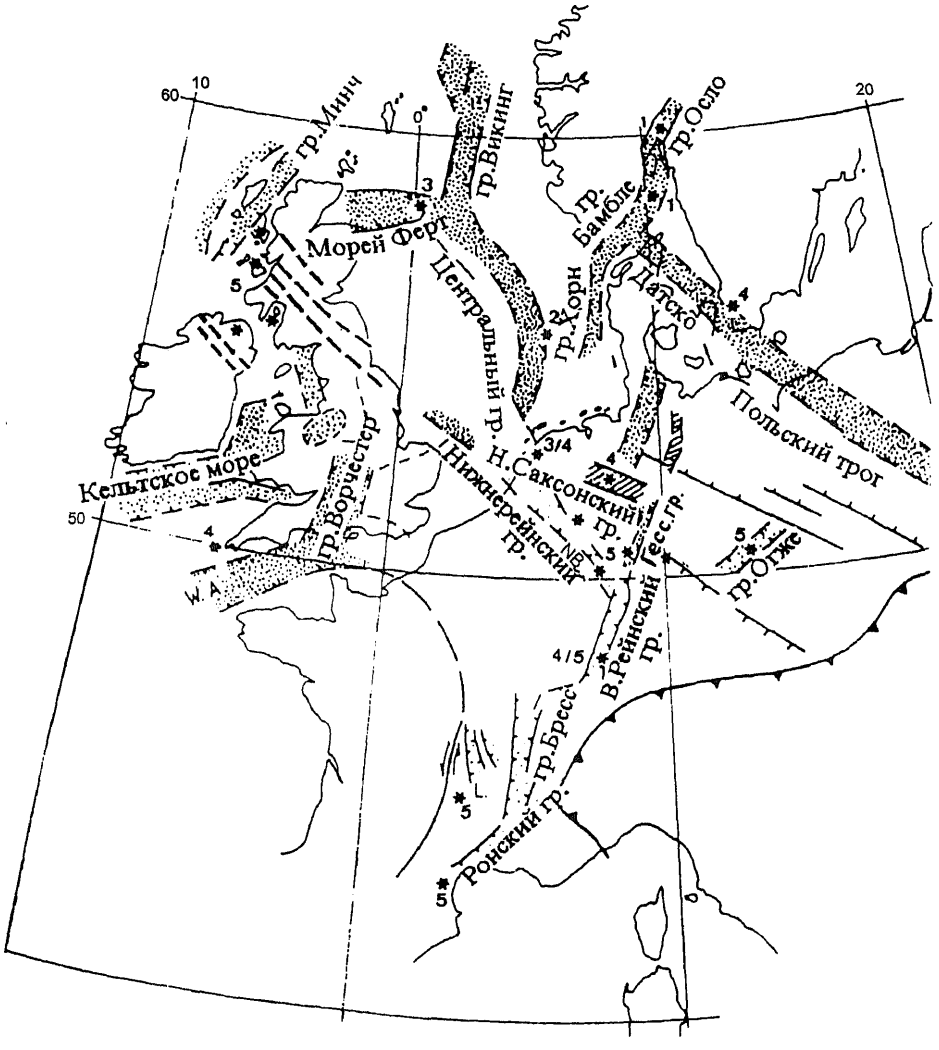


Рис. 4-23. Крупные разломные структуры Европы от Северного до Средиземного моря (из книги Р.Шёненберга и Й.Нейгебауэра)

Мелкие точки – грабенообразование, начиная с триаса (грабен Осло в ранней перми); косая штриховка – то же, начиная с юры; редкие точки – то же, в третичное время; звездочки – магматизм: 1 – ранняя пермь, 2 – триас, 3 – юра, 4 – мел, 5 – третичный, с основными дайками в северо-восточной Ирландии, Западной Шотландии и Северной Англии. N.B. – впадина Нейвидер, W.A. – Вестерн Аппрочес

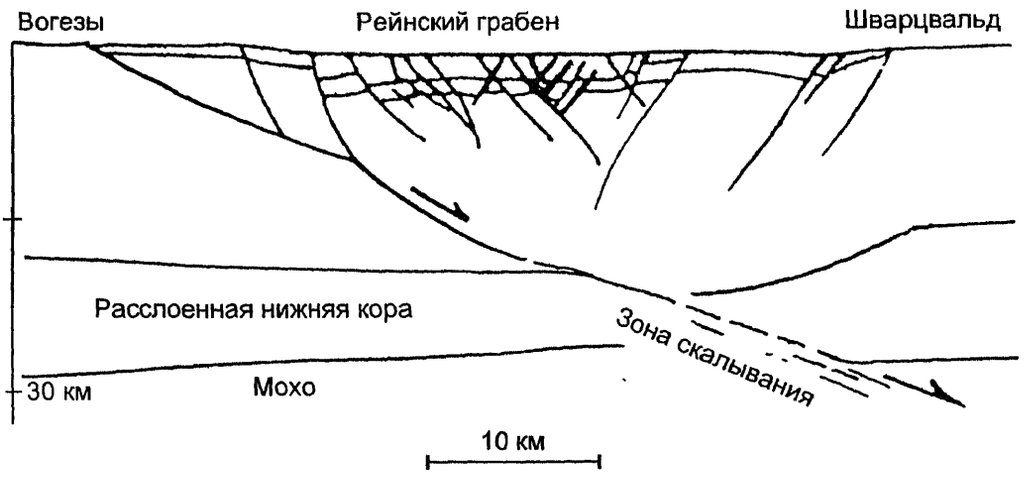


Рис. 4-24. Профиль ECORS через Рейнский грабен (по Ж.Дебельмасу)

щимся в его Алжиро-Прованскую впадину. Рифтинг сопровождался вспышкой щелочно-базальтового вулканизма, наиболее мощно проявленного в Верхнерейнском грабене (вулкан Кайзерштуль и др.). Одновременно с погружением дна Верхнерейнского грабена, достигшим 3,5 км, происходил подъем ограничивающих его горных сооружений Вогез и Шварцвальда (до 1,5 км). Мощность коры уменьшена под этим грабеном до 24 км против 30 км в его плечах. Вся Западно-Европейская рифтовая система характеризуется повышенным тепловым потоком и сейсмичностью; недавно в Нидерландах, близ Маастрихта, произошло крупное землетрясение.

В западном крыле Ронского грабена находится поднятие Центрального Французского массива, увенчанного молодой вулканической областью Оверни и осложненное рифтом Лимани, параллельным Ронскому.

Грабены Западно-Европейской системы заполнены морскими и лагунными отложениями олигоцен-миоцена и континентальными плиоцен-плейстоцена. Они содержат месторождения каменной и калийных солей (на юге), бурого угля (на севере), нефти и газа.

В западной части Западно-Европейской молодой платформы расположено еще несколько впадин, в том числе Парижский и Аквитанский бассейны. *Парижский (Англо-Парижский) бассейн* имеет овально-округлую форму и представляет довольно плоскую впадину, глубиной немного более 3 км. Он расположен между Армориканским массивом на западе, Центральным – на юге, Вогезами и Арденнами на востоке. Заложение бассейна относится к раннему триасу, но в его основании обнаруживаются два грабена-рифта, выполненных пермской континентальной молассой, один юго-западного, другой северо-западного простирания. Над их сочленением и возник, очевидно, этот бассейн; кроме того, в его герцинском фундаменте проходят две крупных зоны разлома – более западная меридиональная, идущая из Центрального массива, и более восточная, северо-западного простирания.

Выполнен Англо-Парижский бассейн полной серией мезозойских и палеогеновых отложений; его разрезы нижней юры, верхнего мела и палеогена стали классическими. В своем палеогеографическом развитии бассейн испытал попеременное влияние арктических, атлантических и тетических морей, с которыми был связан проливами.

Осадочное выполнение бассейна в общем деформировано слабо. Исключение составляет его северо-восточное крыло, осложненное инверсионным складчатым поднятием – сложный вал Уилд–Пэи-де-Брей. Кроме того, в чехле бассейна частично продолжаются разрывы, осложняющие его фундамент.

Парижский бассейн через порог Пуату между Армориканским и Центральным массивами связан с *Аквитанским бассейном* юго-западной Франции. Бассейн этот ограничен на севере Армориканским, на востоке Центральным массивами, на юге на него наложен Предпиренейский прогиб, а на западе он открывается в Бискайский залив, представляющий его океанское продолжение. Подобно Парижскому, Аквитанский бассейн был заложен в триасе и, опять же, как

и первый, вероятно, на основе расположенного на юге, перед Пиренеями, погребенного стефано-пермского молассового прогиба. В триасе погружение испытала южная часть бассейна, причем в верхах триаса получили развитие эвапориты, с которыми в дальнейшем были связаны проявления диапиризма. В юре трансгрессия распространилась на север, «перешагнув» через флексуру западо-северо-западного простирания, проходящую через Тулузу, и достигла «пролива» Пуату с установлением связи с Парижским бассейном. Северо-Аквитанская флексура продолжается на запад вдоль северо-восточного континентального склона Бискайского залива. Юрская морская карбонатная формация переходит к востоку в лагунную, с участием эвапоритов. В конце юры бассейн распался на два широтных прогиба, разделенных поднятием. Более глубокий южный прогиб в раннем мелу опоясывается барьерным рифом. В эту же эпоху начинает проявляться галокинез. В позднем мелу южный прогиб углубляется и отчетливо продолжается в раскрывшийся к тому времени Бискайский залив. Бассейн постепенно заполняется осадками, в основном карбонатными, по периферии обломочными. Появляются олистостромы, а в позднем эоцене южный прогиб в связи с орогенезом Пиренеев превращается в их передовой молассовый прогиб, а северная часть бассейна испытывает осушение. Суммарное погружение фундамента достигает на юге 10, на севере 7 км. Южным ограничением бассейна становится Северо-Пиренейский фронтальный шарьяж, продолжающийся вдоль южного континентального склона Бискайского залива. Внутренняя структура бассейна характеризуется развитием нескольких рядов брахиантиклиналей с диапировыми ядрами.

Помимо трех кратко описанных выше основных впадин – бассейнов Западно-Европейской платформы, в ее пределах существует еще две значительно менее глубокие и плоские впадины – Южногерманская между Шварцвальдом и Богемским массивом и Иберийская в центральной части полуострова, к югу от Пиренеев. Первая из этих впадин на юге переходит в Предальпийский молассовый прогиб, вторая – на севере – в Южно-Предпиренейский прогиб. Строение Иберийской впадины осложнено в средней части инверсионным складчатым поднятием Кельтиберийских гор, возникшим на месте рифтогенного прогиба, испытавшего в мезозое погружение на 3,5 км.

Еще одной структурой Западно-Европейской платформы, заслуживающей упоминания, является *Лузитанский периокеанский прогиб*, протягивающийся вдоль атлантического побережья Португалии и заполненный юрскими, меловыми и кайнозойскими отложениями мощностью до 4,5 км. Он включает и прилегающую полосу шельфа и континентального склона и обязан своим происхождением раскрытию соответствующего сегмента Атлантики. Прогиб отделен разломом от Иберийской Месеты и пересечен поперечными разломами, связанными с трансформными разломами океана и сдвигами Месеты. В нем известны проявления соляной тектоники (соль раннеюрского возраста) и щелочного магматизма.

4.6. Скифская и Западно-Туранская молодые платформы

В то время как на западе Восточно-Европейская древняя платформа вдоль линеамента Тейсейра-Торнквиста граничит с Западно-Европейской молодой платформой, на юге она окаймляется другой молодой платформой – Скифской, отделяющей ее от Добруджинско-Копетдагской ветви Альпийско-Гималайского подвижного пояса (см. гл.11) и простирающейся от южного продолжения линеамента Тейсейра-Торнквиста до Аграханско-Гурьевского разлома, пересекающего северную часть Каспийского моря. Непосредственным восточным продолжением Скифской платформы по другую сторону этого разлома служит Туранская платформа, вернее, ее западная часть, лежащая к западу от полосы меридиональных резломов, входящих в систему так называемого Урало-Оманского линеамента. Восточная часть Туранской платформы наложена на Палеоазиатский палеозойский подвижный пояс и рассматривается поэтому в следующей главе (см. гл.5). Хотя Западно-Туранская платформа географически находится также в пределах Азиатского материка, геологически, по своему фундаменту и по положению в обрамлении Восточно-Европейской платформы может быть отнесена еще к Европе. Фундамент как Скифской, так и Западно-Туранской платформ является в основном герцинским и составляет, по существу, восточное продолжение западно- и среднеевропейских герцинид, обнаруживая наибольшее сходство с их внешней – Реногерцинской зоной, вследствие чего Г.Штилле в свое время включил его в состав «ренид». Осадочный чехол по своему разрезу и структуре также во многом сходен с чехлом Западно-Европейской платформы.

4.6.1. Скифская платформа

Фундамент Скифской платформы почти полностью скрыт под покровом мезозойско-кайнозойского осадочного чехла (рис.4-25) и изучен лишь по данным бурения и геофизики. Главную роль в его сложении играет верхнедевонско-нижнекарбоновый темносланцевый комплекс, испытавший начальный метаморфизм, интенсивные деформации и прорванный интру-

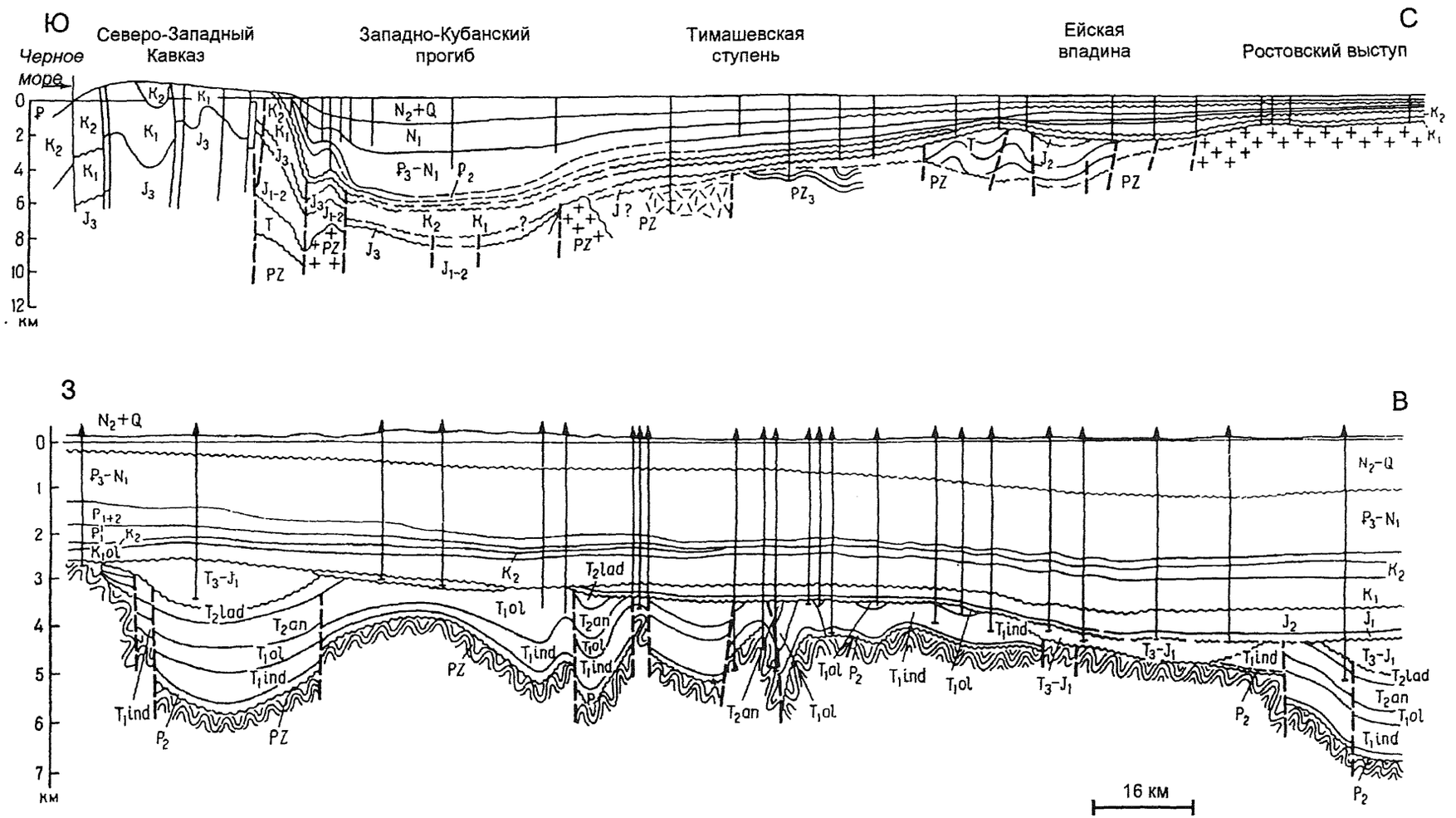


Рис. 4-25. Профили через Западное (по А.Н.Шарданову) и Восточное (по А.И.Летавину) Предкавказье

зиями позднепалеозойских, в основном верхнепермских гранитоидов. Подчиненное участие в его сложении принимают песчаники и вулканиты спилито-кератофирового типа. На севере, по данным сейсмики, под этот комплекс погружается раннедокембрийский фундамент, лежащий на продолжении Ростовского выступа Украинского щита. А на юге, к югу от Кисловодска в Предкавказье и на небольшой глубине в районе Симферополя в Крыму из под него выступает зеленосланцевый комплекс позднерифейского возраста. Под Кисловодском он несогласно перекрывается шельфовым вендом–силуром и на нем аллохтонно залегают офиолиты, очевидно надвинутые со стороны Передового хребта Большого Кавказа (см. раздел 11.2). Следы офиолитов обнаружены и в районе Симферополя в Крыму.

Деформации, создавшие складчатую структуру и приведшие к метаморфизму среднепалеозойского комплекса, начались в середине визейского века раннего карбона. Они превратили будущую Скифскую платформу в ороген. В перми он начал испытывать коллапс и в его пределах местами, особенно в северной полосе, пограничной с Восточно-Европейской платформой, возникли грабен-прогибы, заполнявшиеся красноцветной грубой континентальной молассой.

В северо-восточной части Скифской платформы, пограничной с Прикаспийской синеклизой древней платформы, выделяется обособленная погребенная складчатая зона, известная под названием *Кряжа Карпинского*, или *Донецко-Каспийской*. Эта зона лежит на непосредственном восточно-юго-восточном продолжении Донбасса и генетически с ним связана, представляя более восточное звено той же крупной рифтовой системы, заложенной в начале позднего девона. Дальнейшая история Кряжа Карпинского отличается как от истории Донбасса, так и от истории основной части Скифской платформы. После франского этапа начального рифтинга, эта зона в фаменско-турнейское время испытала спокойное погружение, недокомпенсированное накоплением относительно глубоководных глинистых осадков, а затем, в визейско-ассельское время, – более ускоренное, с заполнением прогиба более грубокластическими, в верхах флишоидными осадками. В ранней перми, после сакмарского, но до кунгурского века проявилась первая фаза деформаций, за которой последовала инверсия прогиба и надвигание его выполнения на край Прикаспийской синеклизы. В триасе Донецко-Каспийская зона вновь испытывает слабое погружение, а на границе с юрой – раннекиммерийскую фазу деформаций, завершившую создание северо-вергентной складчато-надвиговой структуры этой зоны. Амплитуда ее надвигания на Прикаспийскую синеклизу достигла нескольких дестков километров. После некоторой эрозии Кряж Карпинского был перекрыт юрским и более молодым чехлом, общим с чехлом смежных древней и молодой платформ.

В триасе на площади Скифской платформы проявилась трансгрессия с накоплением комплекса мелководно-морских и лагунных карбонатно-терригенных осадков, сходных с западноевропейским трехчленным комплексом. Одновременно на ряде участков она подверглась рифтингу с заложением параллельных субширотных грабен-прогибов, отложения которых являются более глубоководными, глинистыми и содержат пачки бимодальных вулканитов. Завершилось это развитие в конце триаса – начале юры эпохой деформаций, проявившейся в две фазы и сопровождавшейся инверсией рифтовых прогибов с образованием над ними в более молодом чехле линейных поднятий-валов (Каркинитский в Крыму, Центрально-Азовский, Ейско-Березанский в Предкавказье).

В самом конце триаса в пределах Скифской платформы возник вулканический пояс андского типа, связанный с субдукцией коры Неотетиса.

С юры на Скифской платформе началось накопление собственно плитного чехла. В его основании залегает паралическая, а выше мелководно-морская терригенная формация нижней–средней юры, имеющая неповсеместное распространение. Наибольшей мощности она достигает в Преддобруджинском и Предгорнокрымском прогибах, где приобретает характер моласы. В поздней юре северная часть платформы испытала осушение, а на юге в Предкавказье во второй половине мальма возникло два солеродных бассейна – Кубанский и Терский, расположенные в тылу барьерного рифа, ограничивавшего с севера глубоководный бассейн Большого Кавказа. На рубеже юры и мела проявилась регрессия, вскоре сменившаяся нарастающей трансгрессией. Отложения нижнего мела в низах карбонатные, в остальной части терригенные, песчано-глинистые, включая сеноман. В позднем мелу трансгрессия достигает максимума; карбонатные отложения верхнего мела – нижнего палеогена, по существу, образуют покров, общий с Русской плитой.

В олигоцене на юге платформы началось формирование передовых прогибов – Индоло-Кубанского, Восточно-Кубанского, Терско-Каспийского, в дальнейшем заполнявшихся мощными молассами. Олигоцен-неогеновые отложения меньшей мощности и более мелководные и прибрежные распространены и в пределах остальной, более северной части платформы.

Структурный план Скифской платформы определяется сочетанием субширотных, унаследованных от фундамента и триасовых прогибов, и субмеридиональных, новообразованных элементов, ограниченных флексурно-разломными зонами, наследующими поперечные разломы фундамента. Наиболее крупной из последних структур является Ставропольский свод,

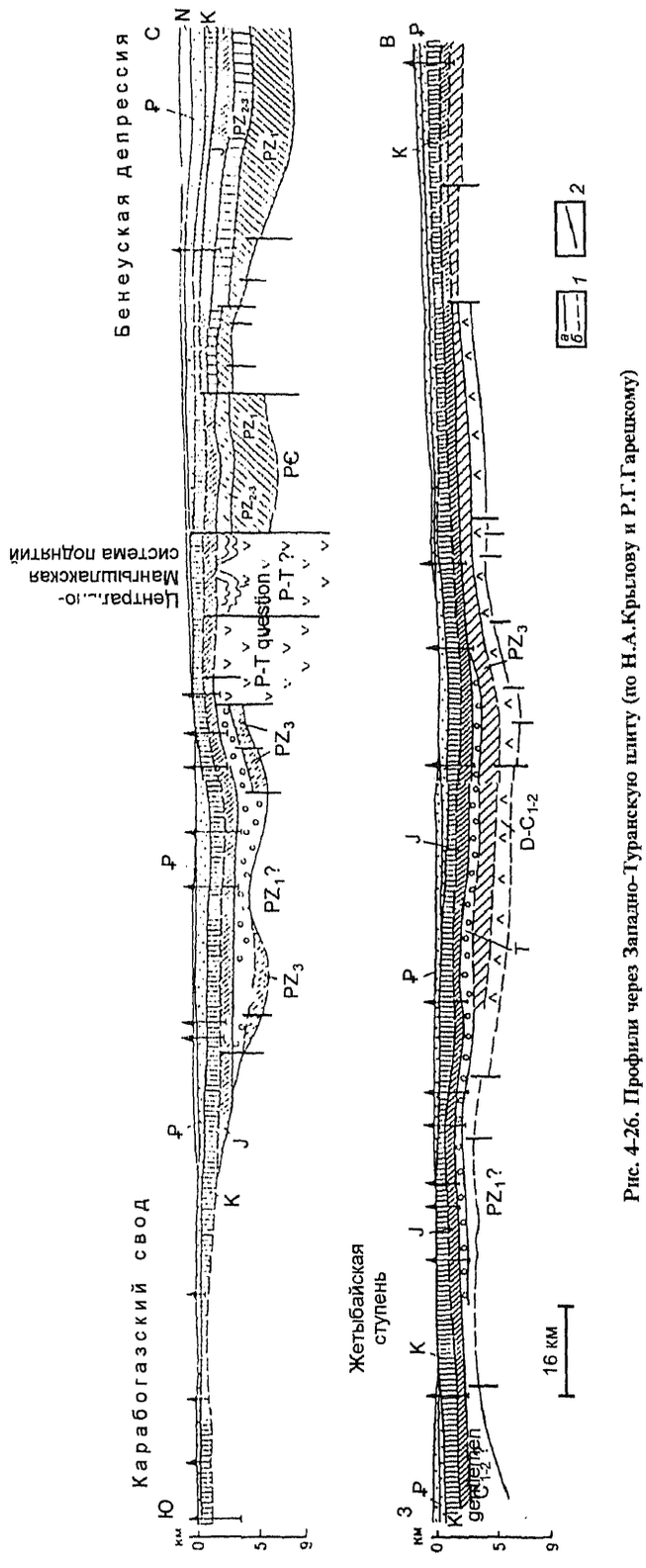


Рис. 4-26. Профили через Западно-Туранскую плиту (по Н.А.Крылову и Р.Г.Гарецкому)

лишь в альбе затопленный морем, а после сармата вновь испытавший абсолютное поднятие. Он разделяет Азово-Кубанскую и Терско-Кумскую впадины. В Крыму сходную роль играет Центрально-Крымское (Симферопольское) поднятие. В самой северной части платформы, близ границы с древним кратоном, а на востоке – с Кряжем Карпинского, простирается полоса прогибов, включающая Каркинитский, Сивашский, Ейский, Восточно-Манычский прогибы. На юге платформы помимо упомянутых передовых прогибов следует отметить неглубокую Альминскую впадину в юго-западном Крыму, открывающуюся в Черном море.

4.6.2. Западно-Туранская плита

Эта часть Туранской плиты отделена от Скифской плиты проходящим в море Аграханско-Гурьевским разломом (Гурьев ныне называется Атырау), граничит на севере вдоль Южно-Эмбенского шва с Прикаспийской синеклизой, на востоке вдоль меридиональных разломов Урало-Оманского линеамента с погребенным продолжением палеозойского Урала и на юге отделена разломом вдоль южного ограничения Кубадаг-Большебалханской зоны поднятий от Западно-Туркменской впадины, относящейся уже к Альпийско-Гималайскому поясу.

Фундамент плиты почти полностью скрыт под осадочным чехлом (рис.4-26), обнажаясь лишь на небольших участках в Туаркыре и Кубадаге. Но он пересечен довольно многочисленными скважинами и изучен по данным магнитометрии, гравиметрии и частично сейсморазведки. За исключением Северного Устюрта (см. ниже) и Кубадага, он повсеместно представлен в своей верхней, изученной бурением части средне- и верхнепалеозойскими образованиями. Основную роль среди них играют метаморфизованные в зеленосланцевой фации осадочные и вулканогенные, очевидно островодужные образования. В Туаркыре известны выходы офиолитов, которые могут иметь раннепалеозойский возраст. Офиолитовые швы – сутуры, намечены по геофизическим данным также вдоль южного ограничения Северного Устюрта и вдоль северной и южной периферии Карабогазского блока. Верхний комплекс фундамента, вероятно, включающий верхи нижнего карбона, остальной карбон и по крайней мере нижнюю пермь, сложен мелководно-морскими, терригенными, причем в значительной мере относительно крупнообломочными, а также карбонатными отложениями с участием вулканитов. Эти отложения метаморфизованы в низших ступенях зеленосланцевой фации. В пределах Северного Устюрта средний и верхний палеозой не метаморфизованы и уже не относятся к фундаменту, который имеет здесь более древний возраст. На ос-

тальной площади плиты палеозойский фундамент включает значительное число плутонов гранитоидов, наиболее широко распространенных в Карабогазском блоке и в ограничивающей его с юга зоне Кубадага-Большого Балхана. Здесь возраст таких плутонов охватывает интервал от 450 до 190 млн лет, но эти радиометрические датировки, полученные K-Ar методом, ненадежны, особенно в отношении более древних образований.

В поздней перми, но главным образом в триасе активно развивались рифтовые троги, из которых основной Мангышлакско-Карашорский представлял непосредственное продолжение Донецко-Каспийской рифтовой системы. Он испытал инверсию в раннекиммерийскую эпоху, на рубеже триаса и юры, сопровождавшуюся довольно интенсивными складчато-надвиговыми деформациями и образованием горного рельефа. Последний частично возродился на неотектоническом этапе развития региона, создав так называемый Горный Мангышлак (хр. Каратау). Другая подобная же зона выражена невысоким Туаркырским кряжем. Она рассматривается либо как смещенное по сдвигу юго-восточное продолжение Донецко-Мангышлакской рифтовой системы (Ю.А.Волож и др.), либо как самостоятельная рифтовая зона того же типа и возраста, продолжающаяся на запад в Каспийское море (В.И.Попков и др.) и аналогичная подобным же зонам Предкавказья и Крыма. За пределами этих зон отложения верхней перми и триаса либо отсутствуют (на крайнем юге), либо представлены значительно менее мощными красноцветными континентальными (на севере) или мелководно-морскими осадками.

Накопление плитного *чехла* началось на Западно-Туранской платформе, как и на Скифской, в юре, с отложения континентальной, затем паралической терригенной формации в основном среднеюрского (включая келловей) возраста; верхняя юра сложена карбонатами. В конце юры платформа испытала осушение, сменившееся в начале мела трансгрессией, которой на юге предшествовало отложение континентальных красноцветов. Отложения нижнего мела и сеномана мелководно-морские, терригенно-карбонатные, а верхнего мела (турон–сенон) карбонатные. Нижний палеоген, так же преимущественно карбонатный, отделен от мела перерывом; олигоцен и нижний миоцен глинистые (более мелководный аналог майкопской серии Предкавказья), средний и верхний миоцен – прибрежно-мелководный (известняки-ракушечники и т.п.). В плиоцен-квартере почти вся платформа, за исключением самой южной части, где проявилась акчагыльская трансгрессия, испытала осушение и дифференцированное поднятие.

Самым северным элементом структурного плана Западно-Туранской платформы является пограничная с Прикаспийской синеклизой *Южно-Эмбенская зона*, которой отвечает погребенное поднятие, сформированное в позднем визе в результате инверсии позднедевонско-раннекарбонового рифта, вероятно являвшегося ответвлением Донецко-Мангышлакской рифтовой системы. Поздневизейские деформации, вероятно, носили характер транспрессии, с левосдвиговой компонентой.

Южно-Эмбенская зона отделяет Прикаспийскую синеклизу от *Северо-Устюртской*, имеющей форму треугольника, наиболее широкой стороной которого является восточная, меридиональная. Эта синеклиза наложена на блок континентальной коры байкальского возраста, судя по единичным вскрывшим фундамент скважинам. Глубина синеклизы достигает 12 км, из которых ~5 км приходится на юрско-кайнозойский комплекс. Ниже последнего вскрыты красноцветная континентальная толща триаса – верхней перми и сероцветная мелководно-морская толща нижней перми – карбона, верхняя часть которой имеет карбонатно-глинистый состав с подчиненными вулканитами, а нижняя – вулканогенно-обломочный с существенным участием вулканитов основного и среднего состава. Наиболее древние отложения чехла, достигнутые бурением, имеют верхнедевонский возраст. На востоке, в Приаралье, скважины вскрыли среднепалеозойские отложения, испытавшие некоторый метаморфизм. Доюрский комплекс в синеклизе отделен несогласием от юрских отложений и в отличие от последних обнаруживает заметную дислоцированность.

С юга Северо-Устюртскую синеклизу ограничивает зона поднятий, наиболее значительным из которых является *Северо-Бузачинский свод*. Центрально-Устюртская полоса прогибов отделяет эту зону от *Центрально-Мангышлакской зоны* раннекиммерийской складчатости, упоминавшейся выше. Последняя же сопровождается с юга довольно глубокой *Южно-Мангышлакской зоной прогибов*, выполненных триасовыми и более молодыми отложениями. К ее юго-западной части примыкает расположенное на побережье Каспия *Песчаномысское поднятие*, представляющее северо-восточное окончание пересекающей Каспийское море от дельты р.Самур полосы поднятий. Южнее в море продолжается *Туаркырская зона* раннекиммерийских дислокаций, образующая одновременно северо-восточное обрамление *Карабогазского свода*, наиболее крупного структурного элемента юга Западно-Туранской плиты, западная часть которого скрыта под водами Каспийского моря. Кровля фундамента в центральной части этого свода залегает на глубине менее 1 км, а сам фундамент сложен в основном палеозойскими гранитоидами. С юго-запада Карабогазский свод окаймляется поднятием Кубадага – обнаженным отрезком краевого позднепалеозойско-триасового вулкано-плутонического

пояса. По крупному разлому он граничит с Келькорским неогеновым прогибом – северным элементом Западно-Туркменской молассовой впадины альпийского пояса (см. гл.11).

Основные структурные элементы чехла Западно-Туранской плиты прослеживаются на западе, в море, на расстояние нескольких десятков километров, а затем «растворяются» в широкой моноклинали, образующей северо-восточный борт Терско-Каспийского прогиба.

4.7. Основные этапы тектонического развития Европейского континента

Становление континентальной коры в пределах современной Европы, как и других континентов, началось в раннем *архее*. Однако материальные свидетельства начала этого процесса здесь почти не сохранились, за двумя исключениями. Одно из них – Новопавловский комплекс на востоке Украинского щита с возрастом ~3,6 млрд лет, другое – Водлозерский блок на востоке Карелии с возрастом ~3,5 млрд лет. В первом случае это ультрамафиты и тоналиты, во втором – тоналиты, т.е. породы «серогнейсовой», точнее, ТТГ-ассоциации. Образование пород данного типа – протоконтинентальной коры, продолжалось как на Украинском щите и Воронежском массиве, так и на Балтийском щите, в его Карельском и Кольском мегаблоках, почти до 3,0 млрд лет т.н., т.е. в течение не только раннего, но и среднего архея.

Однако в среднем архее оно уже сочетается с развитием зеленокаменных поясов, приводя к образованию гранит-зеленокаменных областей, из которых Среднеприднепровская с ее северным, Сумским продолжением в Воронежском массиве после интрудирования «нормальными» гранитами в позднем архее (2,85–2,75 млрд лет т.н.) сохранила свое стабильное положение доныне. Процесс формирования гранит-зеленокаменных областей не ограничивался Сумско-Среднеднепровским мегаблоком, а протекал также к востоку от него, в Оскольско (Курско)-Азовском мегаблоке, где известна даже более ранняя, чем в первом, генерация зеленокаменных поясов (возраст >3,3 млрд лет), и, возможно, к западу, в западной части щита, где установлено присутствие пород древнее 3,0 млрд лет.

Гранит-зеленокаменные области Балтийского щита – Карельская и Кольская, имеют в основном уже позднеархейский возраст, равно как и образования докембрийского фундамента Волго-Уральской области, где также известны реликты зеленокаменных поясов среди глубокометаморфизованных пород. Позднеархейские ЗКП и поздняя генерация среднеархейских ЗКП имеют, очевидно, энсиалическое рифтогенное происхождение. В отношении среднеархейских ЗКП вопрос остается открытым. Так или иначе, процесс архейского континентального корообразования получил в центральной и восточной частях Восточно-Европейской платформы достаточно широкое распространение. Но различия во внутренней структуре, в частности, в ориентировке ЗКП, в их возрасте, степени метаморфизма, показывают, что отдельные упомянутые выше мегаблоки первоначально развивались независимо друг от друга и только в конце архея образовали единый коллаж, вероятно вошедший в состав первой Пангеи. Столкновение мегаблоков, составивших этот коллаж, сопровождалось поддвигом (субдукция типа А) одних под другие с образованием сутур, впоследствии использованных при заложении раннепротерзойских подвижных зон. Поддвиг Карельского мегаблока под Кольский привел к образованию Беломорского гранулит-гнейсового пояса.

Эпиархейский континент вскоре после своего образования начал подвергаться дроблению с заложением рифтогенных трогав. Последнее получило наибольшее развитие в Сарматском секторе Восточно-Европейской платформы, где вдоль сутур, ограничивающих с двух сторон Сумско-Среднеднепровский мегаблок, заложились троги, заполненные железорудно-терригенной формацией курско-криворожского типа с некоторым участием вулканитов. Меньшего размера линейные впадины возникли в пределах мегаблоков, смежных с Сумско-Среднеднепровским с запада и востока. Развитие этих структур завершилось на уровне 2,3–2,1 млрд лет т.н. интенсивной деформацией их выполнения, метаморфизмом зеленосланцевой–амфиболитовой фаций и внедрением интрузий гранитоидов. Деформации выразились не только в сжатии, но и в сдвиговых смещениях, т.е. это была транспрессия.

Деструкция Русско-Украинского эократона в начале *протерозоя* проявилась и на севере, в пределах Балтийского щита. Она выразилась в образовании на юге Кольского мегаблока Печенга-Варзугской рифтовой системы, развитие которой, по мнению некоторых исследователей, могло дойти до стадии красноморского межконтинентального рифта, снова разделившего Кольский и Карельский мегаблоки. Одновременно на площади последнего возникла заложенная вдоль серии сдвигов северо-северо-западного простирания (в современных координатах) полирифтовая система, состоявшая из сравнительно небольших сдвигово-развиговых бассейнов. Как в Печенга-Варзугской, так и в Карельской рифтовых системах весьма активно проявился основной–ультраосновной эффузивный и интрузивный магматизм, в первой из них приведший к образованию залежей медно-никелевых сульфидных руд большого промышленного значения.

Во второй половине *палеопротерозоя* произошли события более крупного масштаба. К западу от эпиархейского Русско-Украинского континента раскрылся настоящий океанский бассейн, давший начало в конце эона Свекофеннидам Балтийского щита и их недавно выявленному южному продолжению в странах Балтии и Белоруссии. В этом бассейне в интервале 1,9–1,83 млрд лет т.н. получили развитие многочисленные энсиматические вулканические дуги с разделявшими их окраинными морями, т.е. сложилась обстановка, аналогичная современной западно-тихоокеанской.

Другой бассейн довольно крупного размера, хотя и значительно уступающего свекофеннскому, зародился 2,1–2,0 млрд лет т.н. к востоку от основного Сарматского эократона, между ним и Волго-Уральским эократоном. Его образования развиты в восточной части Воронежского массива и северо-восточной – Ростовского выступа Украинского щита. Бассейн этот, очевидно, подстилался если не настоящей океанской, то субокеанской корой, судя по присутствию турбидитов в осадочном разрезе и многочисленных интрузивных тел мафитов–ультрамафитов, которые, как и на Балтийском щите, несут сульфидное медно-никелевое оруденение. К тому же этот Восточно-Воронежский бассейн отделен от западного эократона примерно одновозрастной Липецко-Лосевской магматической дугой – вероятным свидетелем субдукции коры Восточно-Воронежского бассейна под смежный эократон. Подобная же магматическая дуга – Осницко-Микашевическая, образовалась в это же время вдоль западного края Украинского щита, на границе с южным продолжением Свекофеннского подвижного пояса.

Конец раннего протерозоя ознаменовался прежде всего кратонизацией Свекофеннского подвижного пояса, явившейся итогом столкновения вулканических дуг и «захлопывания» промежуточных морей, складчатых деформаций и образования многочисленных, в том числе крупных (Центрально-Финляндский батолит) плутонов гранитоидов. На юге, в Прибалтике и Белоруссии метаморфизм достиг гранулитовой ступени, вероятно, в глубоко эродированном основании вулканических дуг. На востоке и северо-востоке Свекофеннский комплекс, включая офиолиты, был обдуцирован вдоль Ботническо-Ладожского надвигового фронта на край Карельского эократона, субстрат которого образовал серию окаймленных гранито-гнейсовых куполов в северном Приладожье. Отголоском этих же событий явилась коллизия Кольского и Карельского эпиархейских континентальных блоков с образованием Лапландского гранулито-гнейсового пояса и его надвиганием как на Кольский, так и, в большей степени, на Карельский эократон (см. рис.4-4).

По другую, западную сторону новообразованной Свекофеннской складчатой области в интервале 1,84–1,75 млрд лет т.н. возник мощный Трансскандинавский вулкано-плутонический пояс, очевидно андского типа. В тылу этого пояса в конце раннего и в первой половине среднего протерозоя образовалась серия крупных плутонов гранитов рапакиви–габбро-анортозитов коро-мантийного происхождения, распространенных от южной Финляндии и Приладожья до Украины.

Тектоно-магматические процессы палеопротерозоя затронули не только подвижные пояса, разделявшие эпиархейские эократоны, но в той или иной степени привели к переработке и самих этих эократонов, в частности, к метаморфизму перекрывавшего их осадочно-вулканогенного чехла, к образованию гранито-гнейсовых куполов и плутонов гранитоидов.

Вся эта активность в пределах основной части Восточно-Европейской платформы практически завершилась к началу *мезопротерозоя* (рифея), т.е. 1,65 млрд лет т.н. Активные процессы продолжались лишь к западу от Трансскандинавского вулкано-плутонического пояса, в пределах Свеконорвежской провинции, где в течение всего мезопротерозоя со смещением с востока на запад шло развитие вулканических дуг, междуговых и внутридуговых рифтогенных прогибов, завершившееся на рубеже 1,0 млрд лет. Свеконорвежская провинция вошла в это время в состав Гренвильского пояса, спаявшего Лаврентию и Балтику. Элементом этого пояса явилась и Свальбардская платформа на крайнем северо-востоке Европы. Все они вместе стали составными частями новообразованного суперконтинента Родиния.

Тем временем эпикарельская Восточно-Европейская платформа, пережив стадию кратонизации в самом конце раннего – начале среднего протерозоя, вступила в рифее в авлакогенную стадию, т.е. стадию внутриконтинентального рифтогенеза, продолжившуюся до раннего венда включительно и длившуюся, таким образом, около миллиарда лет (1,55–0,6 млрд лет т.н.). Основная рифтовая система – Среднерусская, пересекла платформу по диагонали с юго-запада на северо-восток, протянувшись примерно вдоль юго-восточного ограничения Фенноскандинавского сегмента фундамента платформы (см. рис.4-8). От этой системы к северо-западу отходили многочисленные более короткие апофизы, достигавшие нынешних Ладожского, Онежского озер и Белого моря, Кандалакшский залив которого наследует один из этих рифтов. Юго-восточная ветвь Среднерусской системы, включающая Пачелмский авлакоген, прошла вдоль границы Сарматского и Волго-Уральского сегментов; тем самым «закрепилась» трехчленная сегментация фундамента, выявленная С.В.Богдановой (см. рис.4-7). Другая крупная и сложная рифтовая система – Восточно-Русская, меридионального простирания, протянулась вдоль восточ-

ной окраины современной платформы и западного склона Урала. В позднем рифее с началом раскрытия Палеоазиатского океана она превратилась из собственно континентальной в окраинно-континентальную и частично на ее основе образовалась уральская пассивная окраина Восточно-Европейского континента.

Тем временем вдоль северо-восточного края платформы в *неопротерозое* развивался подвижный пояс Тиманид, охватывавший южную часть Баренцева моря, Канин–Тиманский кряж и Печорскую синеклизу. Далее на восток он, вероятно, пересекал будущий Полярный Урал и сливался с Палеоазиатским океаном (см. гл.5). Развитие этого пояса, отделившего от эпикарельской платформы Свальбардскую плиту, закончилось в венде – раннем кембрии складчатостью, метаморфизмом (в основном зеленосланцевым), внедрением большого числа мелких плутонов основных и среднего состава магматитов, вплоть до субщелочных, и надвиганием вдоль окраин п-вов Варангер и Кольского и Тиманского кряжа на край древней платформы. Складчатая система тиманид составила фундамент Тимано-Печорской плиты, нарастившей более древнюю платформу.

С неопротерозоя становится возможным восстановить и историю Центральной и Западной Европы. В ее пределах, правда, известны и небольшие фрагменты раннедокембрийской коры – в северной Арморике и Ла-Манше, в Кантабрийско-Аквитанском микроконтиненте – обломки то ли Лаврентии, то ли Западной Гондваны, «застрявшие» здесь при распаде Родинии, но они не дают оснований для сколько-нибудь достоверных реконструкций.

Большая часть будущей Западно-Европейской платформы от Центральной Ирландии до Южной Польши, а также находящаяся уже за пределами этой платформы Мёзийская плита представляли в неопротерозое широкую активную окраину Западной Гондваны с вулканическими дугами, окраинными морями и зонами субдукции, наклоненными к югу, со стороны океана – западного продолжения Прототетиса, переходившего на западе в прото-Япетус, вклинивавшийся между Лаврентией и Амазонией. Ось спрединга этого океана более или менее уверенно намечается лишь в одном районе – на о. Англси у северного побережья Уэльса; ее дальнейшее протяжение к западу и востоку проблематично: несколько более молодые, венд-раннекембрийские офиолиты появляются в Южных Карпатах и Северных Балканах. В пределах же гондванской окраины Прототетиса присутствовали отдельные, видимо сравнительно небольшие фрагменты раннедокембрийской континентальной коры, уже упоминавшиеся выше.

Закончилось активное развитие европейской окраины Гондваны двумя фазами кадомского орогенеза, на рубеже 620–600 и 570–540 млн лет т.н., выразившимися в интенсивной складчатости, неравномерно проявленном, обычно зеленосланцевом метаморфизме и образовании относительно небольших плутонов гранитоидов. В итоге в начале кембрия на месте неопротерозойской активной окраины Гондваны возникла перигондванская эпикадомская платформа, на востоке примкнувшая к древней Восточно-Европейской платформе вдоль обозначившейся уже в это время линии Тейсейра-Торнквиста. А на западе эта новообразованная платформа примкнула к другой древней платформе – Лаврентии (Северная Америка+Гренландия).

Восточно-Европейская платформа в *позднем венде* вступила в плитную стадию своего развития. Ее главной внутренней структурой стала в венде–силуре Балтийско-Московская синеклиза, образованная на основе Среднерусской рифтовой системы. Она отделила Балтийский щит от Сарматского, все еще объединявшего Украинский и Воронежский массивы.

К рубежу венда и *кембрия* относится одно из важнейших событий в геологической истории Европы – ее отделение от Лаврентии с образованием между ними океана Япетус, породившего затем каледониды Северо-Западной Европы. Этому событию предшествовало в венде внедрение роев основных даек, ныне сохранившихся на Лабрадоре, Ньюфаундленде и в Скандинавии.

Центральная Ирландия, Уэльс и Северная Англия превратились в южную пассивную окраину Япетуса, подстилаемую кадомским складчатым комплексом перигондванской платформы. Северная окраина Япетуса возникла на краю Лаврентии, относительно неизмененный фрагмент которой сохранился в Гебридском массиве на крайнем северо-западе Шотландии. Впоследствии ее деформированные образования дали начало метаморфическим каледонидам Британских островов, а их аналоги – нижним и средним аллохтонным комплексам Скандинавских каледонид.

В раннем и среднем кембрии Япетус, вероятно, представлял океан атлантического типа, т.е. все его окраины были пассивными. Предполагается, что в среднем кембрии ширина Япетуса достигла нескольких тысяч километров. В позднем кембрии – начале *ордовика* в этом океане возникли энсиматические вулканические дуги, а между ближайшими к континентальным окраинам дугами и этими окраинами – краевые моря с океанской корой. Чуть позже, в позднем аренига – лланвирне произошло первое столкновение вулканических дуг с окраиной Лаврентии в Шотландии и Ирландии и с окраиной Балтики в Скандинавии, сопровождавшееся обдукцией офиолитов основания дуг и краевых морей на эти окраины. Данное событие получило название грампианского орогенеза в Британии и финнмаркского в Скандинавии. Оно привело к ста-

новлению сложной покровно-надвиговой структуры, региональному метаморфизму и гранитообразованию Северных нагорий Шотландии и области Коннемара на севере Ирландии и нашло отражение в структуре Верхнего аллохтонного комплекса Скандинавских каледонид. После грампианско-финнмаркского орогенеза ширина Япетуса сократилась, по палеомагнитным данным, от 5000 км в начале ордовика до 3300 км в середине ордовика (рис.4-27).

В континентальной Западной и Центральной Европе кембрийский период был в основном периодом континентального рифтогенеза с деструкцией эпикадомского консолидированного основания и характерным магматизмом. На рубеже кембрия и ордовика произошло общее оживление тектонической активности и начались серьезные изменения тектонической и вообще геодинамической обстановки. Началось отделение эпикадомской платформы от Гондваны и Балтики и превращение ее в самостоятельный континент, дрейфовавший в течение ордовика из высоких южных широт в низкие со скоростью порядка 8 см/год. Этот континент испытал дальнейшее дробление в среднем ордовике в связи с образованием бассейна с океанской корой, ныне фрагментарно сохранившейся в сутуре, проходящей от мыса Лизард в Корнуолле на Гиссен и Гарц на юге Реногерцинской зоны и далее к Совьим горам в Западных Судетах. Юго-западное продолжение этой сутуры усматривается в аналогичной сутуре, отделяющей иберийскую зону Осса-Морена от Южно-Португальской зоны (ее современный изгиб вторичен и связан с позднегерцинским орогенезом – см. ниже). Соответствующий океанский бассейн получил название *Реикума*, так же как и Тетис и Япетус, позаимствованное из греческой мифологии. Микроконтинент, обособившийся между Япетусом и Реикумом был назван *Авалонией* (от п-ова Авалон на востоке Ньюфаундленда), а его европейская часть – Восточной Авалонией.

Авалония отделилась в ордовике не только от остальной эпикадомской платформы Европы, но и от Балтики (рис.4-28); между ней и Балтикой образовался еще один бассейн с океанской корой, получивший название моря Торнквиста. Название это связано с тем, что его восточным ограничением служил линеамент Тейсейра-Торнквиста. Вдоль него в ордовике – начале девона простиралась пассивная окраина Восточно-Европейского континента. Положение же сутуры, отвечающей закрытию моря Торнквиста, начавшемуся в конце ордовика, остается точно не известным – она могла протягиваться из северо-восточной Англии к Брабантскому массиву и далее либо в Западные Судеты (сливаясь здесь с сутурой Реикума), либо в Краковскую зону дислокаций. Последнее менее вероятно, так как раннепалеозойская фауна Верхнесилезского микроконтинента, лежащего западнее этой зоны, как и Малопольского – к востоку от нее, носит балтийский, а не гондванский характер. Во всяком случае, ордовикские островодужные вулканиты северо-восточной Англии и Брабанта свидетельствуют о субдукции коры моря Торнквиста в юго-западном направлении, под Авалонию (рис.4-29). Эта вулканическая дуга и соответствующая зона субдукции продолжалась в раннем и среднем ордовике к западу в Озерный район Северной Англии, в Северный Уэльс и далее в Ирландию.

Примерно одновременно с океаном (или окраинным морем – см. ниже) Реикум, но южнее, и опять-таки за счет раздробления эпикадомской перигондванской платформы, на территории будущей Европы возник еще один бассейн с океанской корой, называемый *Теикумом*.

Ему отвечает сутура, простирающаяся через Арморикансий, Центральный Французский и северную часть Богемского массива и ограничивающая с юга Саксотюрингскую зону герцинид. Она также находит продолжение на Иберийском п-ове в виде сутуры между зонами Осса-Морена и Центрально-Иберийской, отчлененной сдвигом вдоль западной окраины полуострова. С этой сутурой связана девонская обдукция ордовикских офиолитов на край Центрально-Иберийской зоны.

С образованием бассейна Теикум произошло отделение от эпикадомской платформы еще одного микроконтинента – Арморики, находящего свое восточное продолжение в Среднегерманском кристаллическом поднятии.

К югу от бассейна Теикум оказывается расположенным Кантабрийско-Аквитанский микроконтинент, южные части Центрального Французского и Богемского массивов, а также Гельветская зона Альп с Внешними кристаллическими массивами и Внешняя, флишевая зона Карпат. Это, очевидно, был еще один фрагмент эпикадомской перигондванской платформы, но отделившийся от Гондваны вместе с более северными фрагментами еще в конце неопротерозоя. О последнем свидетельствует присутствие офиолитов скорее всего венд(или позднерифейско)-раннекембрийского возраста в Пеннинской и Австро-Альпийской зонах Альп, в Гемерской зоне Западных Карпат, в Южных Карпатах и Северных Балканах (Стара-Планина, см. гл.11). Эти офиолиты отвечают уже океанской коре Прототетиса, по отношению к которому Теикум и Реикум должны были представлять окраинные моря, Южные Альпы вместе с Апеннинским п-овом, включая Калабрию, Южная Сардиния и Внешние Динариды отвечали в это время, очевидно, пассивной окраине собственно Гондваны. Юго-западное продолжение Прототетиса следует искать, видимо, уже в Африке, где в Анти-Атласе известны офиолиты позднепротерозойского возраста,

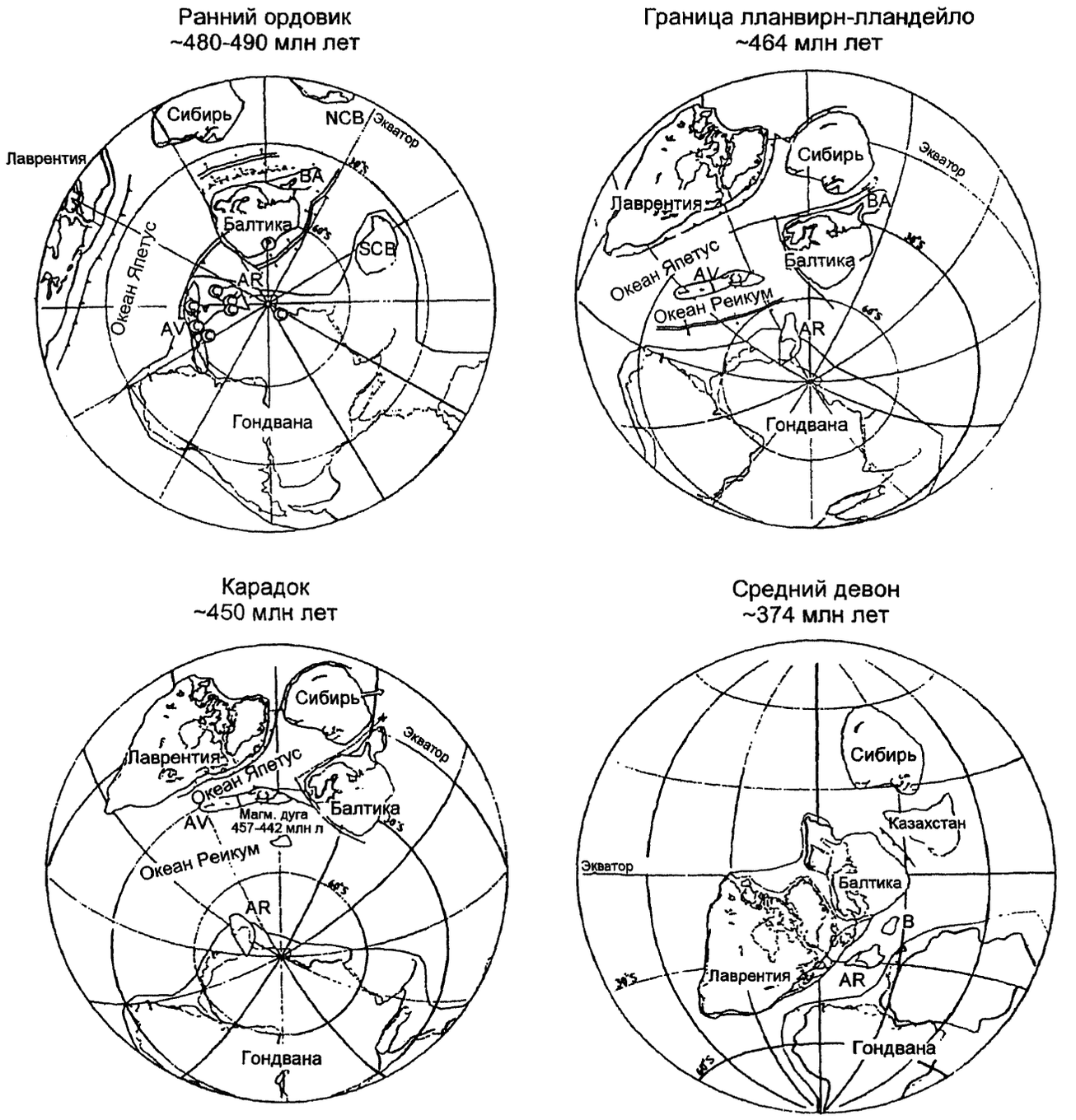


Рис. 4-27. Палеогеографические реконструкции, иллюстрирующие палеозойскую аккрецию ключевых террейнов в зоне линеамента Тейсейра–Торнквиста (по Т.Торсвику из работы Т.Фарао)

AR – Европейские варисские массивы, включая Арморику, Иберию и Богемию; AV – террейн Авалония; B – террейн Богемия; BA – террейн Баренция; NCB – Северо-Китайский блок; SCB – Южно-Китайский блок

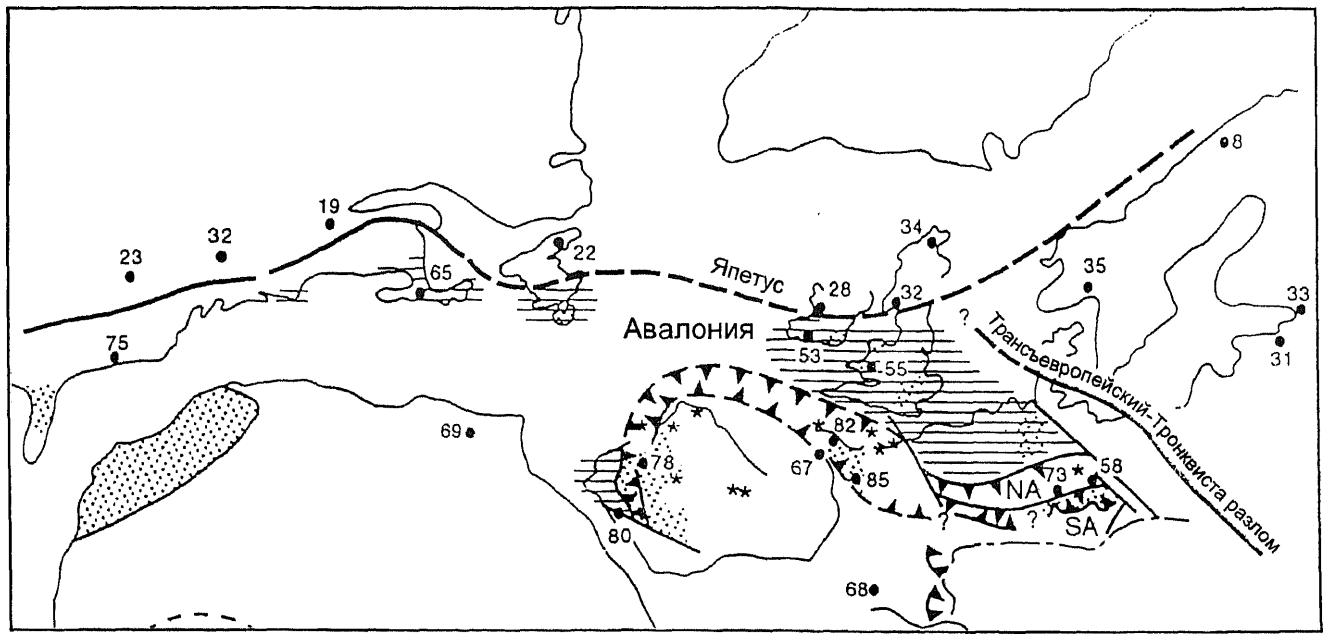


Рис. 4-28. Плитно-тектонические связи варисской Европы и соседних регионов (по В.Франке)

Точки – кадомский фундамент, обнаженный или погребенный; горизонтальная штриховка – части Авалонской микроплиты; звездочки – диамиктиты с дропстоунами, относящиеся к Сахарскому оледенению (граница ордовик–силур); цифры – палеомагнитное наклонение в градусах. NA – Северная Арморика:, SA – Южная Арморика

а юго-восточное – в Аравии и/или Закавказье, где недавно установлен рифейский возраст офиолитов Дзирульского массива (Г.С.Закариадзе).

Таким образом, в ордовике на площади континентальной Западной и Центральной Европы наметилось существование трех самостоятельных микроконтинентов первоначально гондванского происхождения – Авалонии, Арморики и Кантабро-Богемии, разделенных Реикумом и Теикумом и отделенных Япетусом от Лаврентии, морем Торнквиста от Балтики и Прототетисом от Гондваны. Реикум и Теикум продолжали расшириться в *силуре и раннем девоне*, а Япетус и море Торнквиста, напротив, испытывать прогрессирующее сокращение, первый со среднего, второй – с позднего ордовика. В позднем ордовике в Ирландии, Шотландии и на Шпицбергене, одновременно с таконским орогенезом в Аппалачах проявились деформации, обдукция офиолитов и их метаморфизм высоких давлений, связанный с погружением этой окраины Лаврентии под вулканическую дугу, с ней столкнувшуюся. Позднее эта новообразованная Грампианская окраина была надстроена магматической дугой, южнее которой находился преддуговой бассейн и глубоководный желоб в районе Срединной долины и Южных нагорий Шотландии. Они располагались над наклоненной к северу зоной субдукции, в которой в течение позднего ордовика и силура шло активное поглощение остаточной коры Япетуса с образованием мощной аккреционной призмы в будущих Южных нагорьях.

В позднем же ордовике прекратилась вулканическая активность вдоль северного края Восточной Авалонии на Британских о-вах. По предположению К.Пикеринга и А.Смита, это было связано с уходом здесь оси спрединга и срединного хребта Япетуса под Авалонию, которая с того времени стала южной окраиной той же литосферной плиты, что и Лаврентия.

Коллизия Лаврентии и Авалонии в пределах Британских о-вов завершилась в среднем *силуре* – начале *девона*. Предполагается, что эта коллизия была косой, с левосдвиговой компонентой, и осложнялась фазой растяжения. Эта коллизия отозвалась и в Северных нагорьях Шотландии, в частности, активизацией движений по Мойнскому надвигу, образованием сдвигов и внедрением плутонов гранитоидов (рис.4-30).

Скандинавская окраина Балтики после финнмаркского орогенеза местами подверглась вторичному растяжению с образованием краевых или задуговых бассейнов с океанской корой, судя по присутствию позднеордовикских офиолитов. Главная эпоха орогенеза Скандинавских каледонид началась в силуре, в позднем

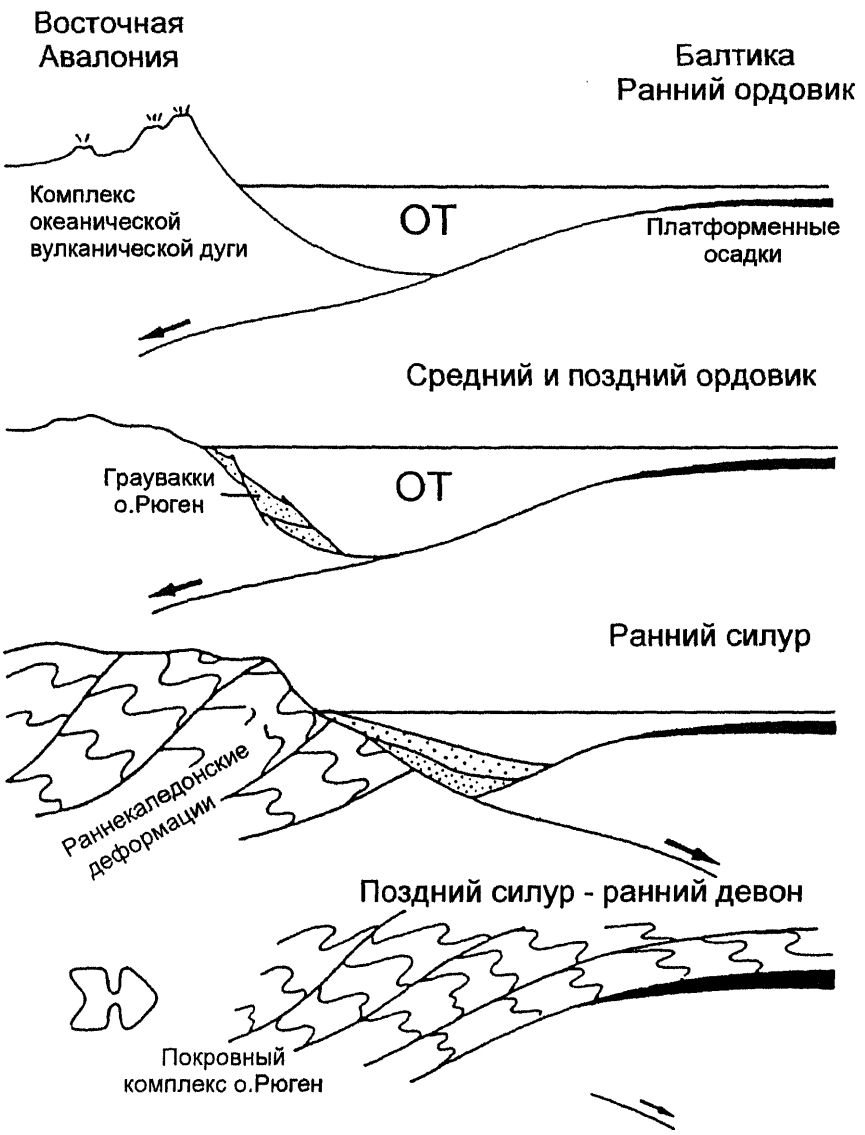


Рис. 4-29. Предположительная плитно-тектоническая эволюция сутуры между Восточной Авалонией и Балтикой в Северо-Восточной Германии (по Н.Гоффманну и Д.Франке)
ОТ – океан Торнквиста

лландовери, и продолжалась до раннего девона включительно. Она получила название скандской эпохи, была связана с коллизией Лаврентии и Балтики вдоль наклоненной к северо-западу зоны субдукции и привела к окончательному становлению сложного пакета тектонических покровов, перекрывающих склон Балтийского щита. В этом пакете Нижний и Средний аллохтонные комплексы представлены отложениями, принадлежавшими окраине Балтики, а Верхний и Самый Верхний комплексы образованы породами океанского (офиолиты) и островодужного происхождения, первоначально возникшими в Япетусе ближе к Лаврентии, чем к Балтике. Самый Верхний аллохтон в Норвегии включает также кристаллические породы докембрия гренвильского возраста; они слагают здесь Ютунский покров, непосредственно надвинутый на Свеконорвежский мегаблок фундамента Балтийского щита.

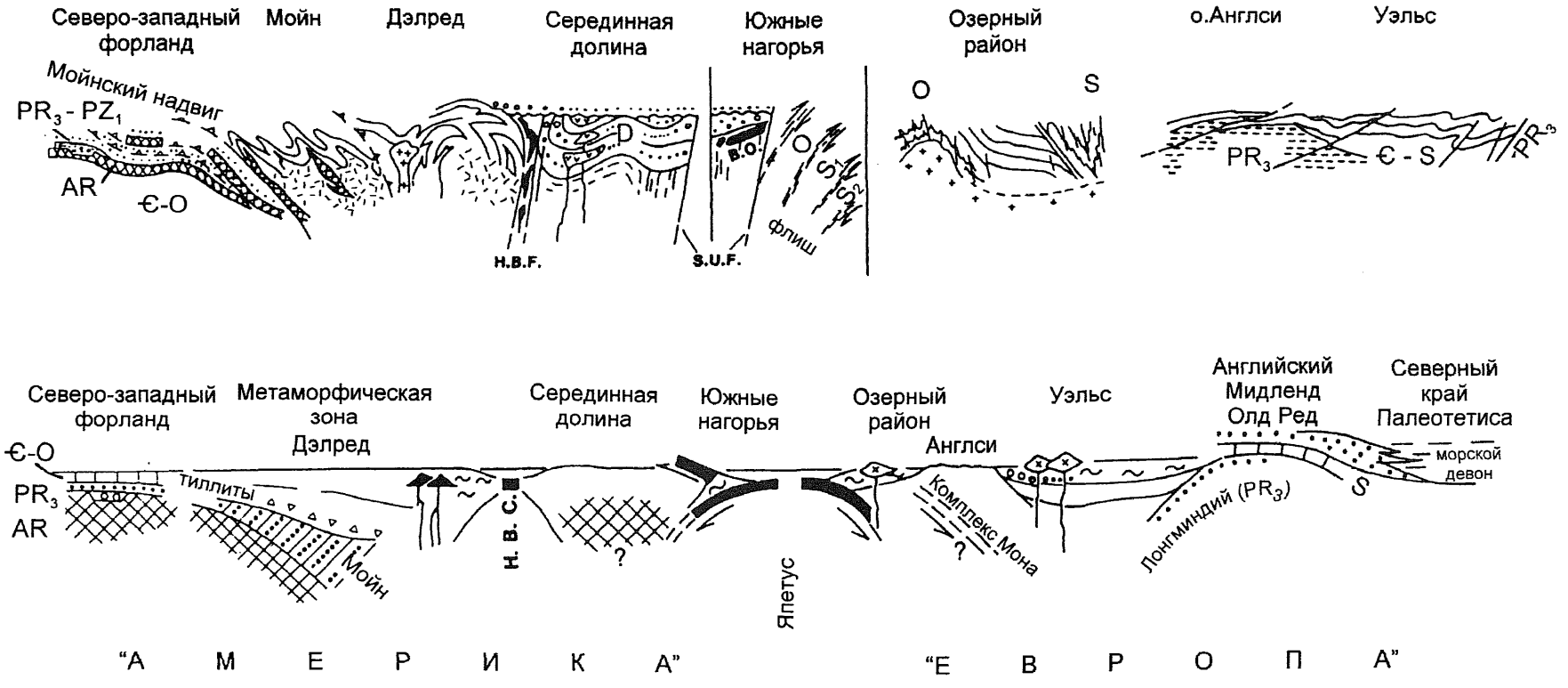


Рис. 4-30. Структура Британских каледонид (вверху) и их плитно-тектоническая интерпретация (внизу) (из книги Р.Шёненберга и Й.Нейгебауэра)

Черным показана океанская кора. H.B.F. – Пограничный разлом Высоких нагорий; H.B.C. – комплекс Высоких нагорий; S.U.F. – Пограничный разлом Южных нагорий; B.O. – офиолиты Баллантре

На Шпицбергене основные каледонские деформации, метаморфизм, достигший амфиболитовой фации и гранитообразование имели место в позднем ордовике – силуре (лланвирн–лудлоу), но закончились лишь в начале среднего девона. К этому времени сложился тот коллаж террейнов, разделенных левыми сдвигами, который в настоящее время и образует этот архипелаг.

Сокращение ширины океанского бассейна между Восточной Авалонией и Балтикой – «моря Торнквиста» также началось еще в позднем ордовике и закончилось в раннем девоне. При этом линеамент Тейсейра-Торнквиста с середины ордовика играл роль трансформного ограничения бассейна, а северо-западнее, начиная с балтийского побережья Среднеевропейские каледониды были надвинуты (шарьированы) на погребенный выступ Балтийского щита – Южнодатское поднятие (Рингкёбинг-Фюн) с образованием Каледонского деформационного фронта и передового прогиба в силуре, (см. рис.4-29). Закрытие «моря Торнквиста» связывается с субдукцией его коры к востоку-северо-востоку, следы чего усматриваются в сейсмических профилях.

После спада сжимающих напряжений и затухания складчато-надвиговых дислокаций началось растяжение, движения по сбросам и образование несогласно наложенных на покровно-складчатые структуры межгорных впадин, заполнявшихся континентальной красноцветной молассой, известной как «древний красный песчаник» (Олд Ред). Этот процесс начался местами уже в середине силура и продолжался до *среднего девона* включительно во всех звеньях европейских каледонид (рис.4-31). Он свидетельствует одновременно о возникновении горного рельефа и существенном утолщении континентальной коры, которое, однако, затем сменилось ее постколлизионным растяжением, наиболее отчетливо выявленным в последнее время в каледонидах Норвегии.

К концу среднего – началу *позднего девона* относятся заключительные деформании каледонид, затронувшие и отложения Олд Реда. Это так называемая свальбардская фаза тектогенеза, названная по ее проявлениям на Шпицбергене. После нее на пространстве каледонской Палеоевропы установился платформенный режим, хотя и не исключавший блоковых подвижек фундамента, особенно наглядно выраженных на Британских островах.

В пределах внекаледонской Западной и Центральной Европы в позднем силуре также начался рост тектонической и магматической активности, который достиг кульминации в среднем девоне, в так называемую лигерийскую эпоху. Эта эпоха деформаций, с одной стороны, совпадала с акадской эпохой орогенеза в Аппалачах и, с другой стороны, со свальбардской эпохой в европейских каледонидах. Но если последняя была заключительной эпохой (фазой) каледонского тектогенеза, то лигерийская эпоха оказалась начальной эпохой формирования европейских герцинид. Она была вызвана, очевидно, субдукцией коры океана Тейкум под Арморику и ее восточное продолжение. Она сопровождалась обдукцией офиолитов, высокотемпературным метаморфизмом и гранитизацией и привела к образованию центральной зоны поднятий герцинского орогена Европы, включавшей юг Арморикансого массива, север Центрального массива, юг Богемского массива и Гельветскую зону Альп.

Закончившаяся в начале девона коллизия Лаврентии, Балтики и Восточной Авалонии привела к объединению Северной Америки и Европы в единый материк – Еврамерику или Лавруссию. На востоке этот материк граничил с возникшим в ордовике Уральским окраинным морем Палеоазиатского океана. В этом бассейне уже в позднем ордовике возникла Тагильская эншматическая вулканическая дуга, а в силуре южнее – Магнитогорская дуга.

Восточно-Европейская платформа в начале девона пережила почти всеобщее поднятие, приметным исключением на фоне которого явилось погружение Прикаспийской впадины. Сама эта впадина с корой субокеанского, если не океанского типа являлась, вероятно, реликтом неопротерозойского окраинного моря Палеоазиатского океана и испытывала опускание уже в раннем палеозое и силуре, судя по присутствию отложений этого возраста в ее сверо-западном, северном и северо-восточном обрамлении. Такова версия Ю.А.Воложа. По другой версии (С.В.Аплонов), глубоководная впадина с корой океанского типа возникла здесь лишь во второй половине девона, когда внутриконтинентальный рифтинг перешел в локализованный спрединг. Мнение о девонском возрасте впадины высказывается и некоторыми другими исследователями. Не исключено, что первоначальный рифтинг мог иметь место в рифее, одновременно с Пачелмским авлакогеном, открывающимся во впадину, а повторный – в девоне.

Во второй половине девона Восточно-Европейская древняя платформа и ее более молодое обрамление вступили в фазу активного рифтообразования. В это время на востоке образовалась параллельная Уралу Баренцевско-Каспийская рифтовая система, включавшая Восточно-Баренцевский рифт, Печоро-Колвинский рифт на севере и рифты восточной периферии платформы, частично наследовавшие аналогичные рифейские структуры. А на юге платформы возникла Припятско-Днепровско-Донецкая рифтовая система, углублявшаяся к востоку и в Закаспии сочленявшаяся с Палеоазиатским океаном. С образованием этой системы Сарматский щит распался на Украинский щит и Белорусско-Воронежскую антеклизу. Балтийско-Мо-

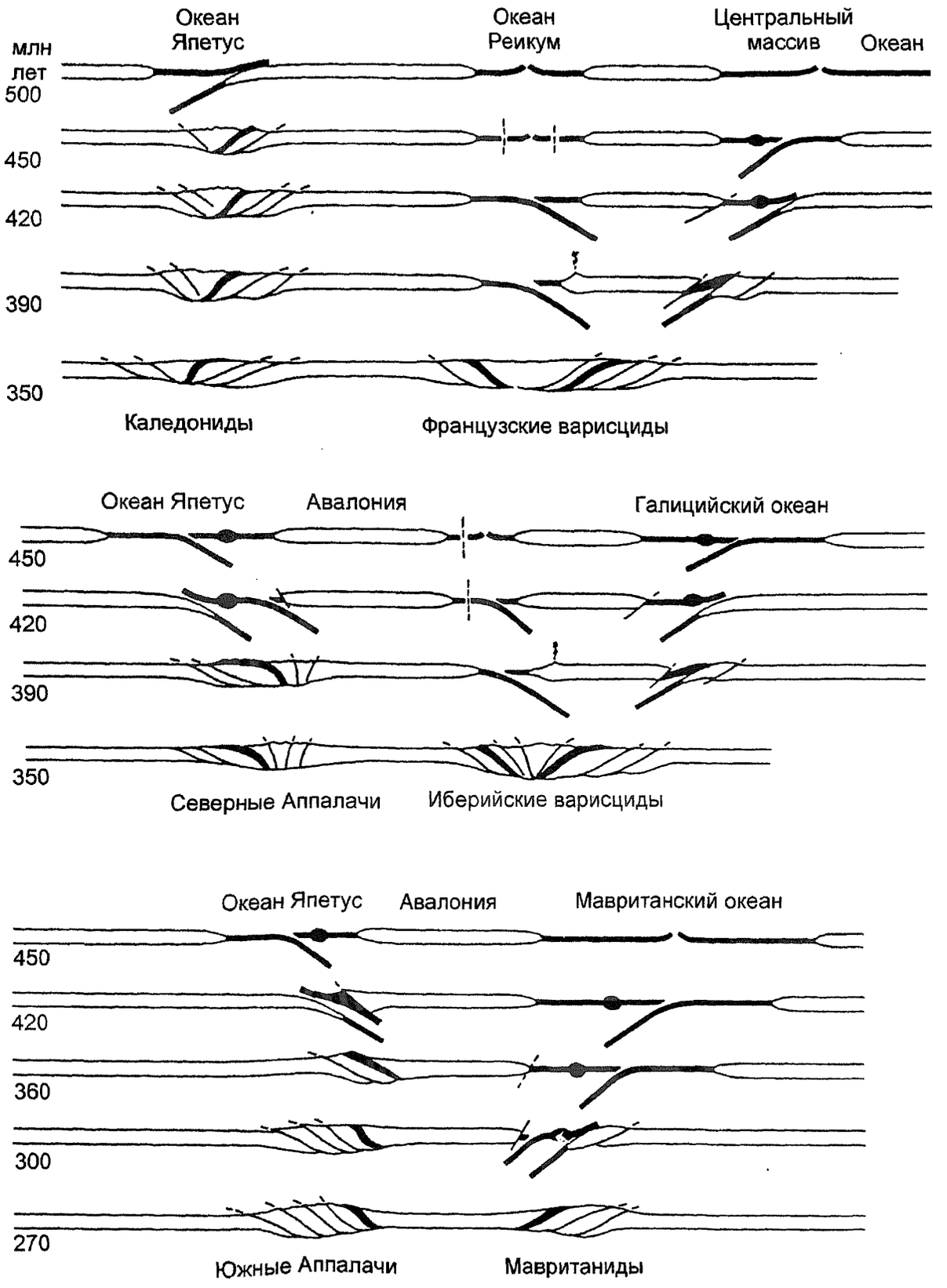


Рис. 4-31. Схематические плитно-тектонические профили, показывающие эволюцию периатлантических палеозойских подвижных поясов между 500 и 270 млн лет т.н. (по Ф.Матту)

сковская раннепалеозойская синеклиза разделилась вновь образованным меридиональным поднятием, протянувшимся от Прибалтики к Украине. Московская и примыкавшая к ней Мезенская синеклизы теперь открывались на восток, где опускания охватили ранее воздымавшийся Волго-Уральский щит, превратив его в погребенное поднятие. А балтийская часть раннепалеозойской впадины превратилась в залив, центриклиналь Польско-Германской впадины.

Подвижный пояс Западной и Центральной Европы продолжил в девоне и *раннем карбоне* свое активное развитие. Саксотюрингская и Реногерцинская зоны, разделенные Северо-Арморикансим и Среднегерманским поднятиями, оставались в девоне глубоководными бассейнами, заполнявшимися мощной черносланцевой формацией, накопление которой прерывалось, особенно в первой из этих зон, бимодальным спилито-кератофировым подводным вулканизмом. В начале карбона Саксотюрингская зона испытала первые складчато-надвиговые деформации так называемой бретонской фазы, наиболее ярко проявленной в Центральной Арморике. Отложения нижнего карбона – так называемый кульм – здесь носят характер, переходный от флиша к морской молассе. Среднегерманское поднятие под влиянием субдукции с севера коры Реногерцинской зоны превратилось в раннем карбоне в магматическую дугу. В самой Реногерцинской зоне деформации начались несколько позднее, уже в конце раннего карбона, последовательно распространяясь к северу в течение намюра (судетская фаза). Кульм с его турбидитами и олистостромами представляет в этой зоне еще собственно флишевую формацию (олистостромы в позднем визе возникли и в Саксотюрингской зоне).

К намюру относится образование передового прогиба – «Угольного канала Европы». Угленосная моласса вестфала была дислоцирована в конце среднего карбона; на ней несогласно залегает безугольный красноцветный стефан, в свою очередь затронутый уже относительно слабыми заальскими деформациями середины ранней перми. В итоге к концу карбона северное крыло европейского герцинского орогена приобрело свою общую северо-вергентную структуру.

Южное крыло орогена, более узкое и обнаженное более фрагментарно – на западе Астурии, в Пиренеях, в Монтань-Нуар на юге Центрального Французского массива, в Альпах, на юге Богемского массива, в Карпатах и фундаменте Паннонской впадины, первые интенсивные герцинские деформации испытало в середине визе. Они были вызваны поддвигом коры Палеотетиса, а затем коллизией с окраиной Гондваны, представленной, в частности, Южными Альпами, и сопровождались образованием южно-вергентных тектонических покровов, сдвиговыми перемещениями (транспрессия) и внедрением плутонов гранитоидов, в частности в сдвигово-раздвиговые полости.

Химизм позднепалеозойских гранитоидов обнаруживает любопытный контраст между гранитоидами основной части герцинского орогена, относящимися к коллизионному S-типу и гранитоидами Альп и Карпат, принадлежащими к I-типу, характерному для активных континентальных окраин кордильерского типа. Этот контраст объясняется, очевидно, быстрым поглощением коры узких океанских бассейнов Реикума и Теикума, в отличие от коры Палеотетиса. Несколько иное объяснение предложили авторы работы по гранитоидам В.Фингер и Г.Шрейер – они связывают образование гранитоидов I-типа в Альпах-Карпатах с субдукцией коры реликтового залива Палеотетиса, возникшего после сдвига Гондваны к западу по отношению к Евразии. Так или иначе, коллизия Гондваны и Лавразии к западу от Апеннин привела к образованию Пангеи, а морские условия в конце карбона и перми сохранились лишь к востоку от восточного окончения Южных Альп и Апеннин, в Западном заливе Палеотетиса.

Особую проблему при интерпретации структурной эволюции европейских герцинид представляет формирование Иберо-Арморикансой дуги. Современное толкование ее проис- хождения (Д.Рибейро и др.) основывается на идее, что оно было вызвано движением к северо-западу жесткого индентора, очевидно обломка Гондваны, представленного в настоящее время погребенным Кантабрийско-Аквитанским микроконтинентом.

Площадь, затронутая в *позднем палеозое* интенсивным герцинским орогенезом, не ограничивалась Западной и Центральной Европой, а распространялась далеко к юго-востоку вплоть до Черного и Каспийского морей. Она охватывала не только Западные, но и Восточные и Южные Карпаты, Балканский п-ов с Добруджей, Степной Крым, Предкавказье, северный склон и Главный хребет Большого Кавказа. Палеозойские толщи, затронутые герцинским орогенезом, выступают здесь в ядрах альпийских горных сооружений или вскрыты скважинами на прилегающих равнинных территориях Крыма и Северного Кавказа. Они включают офиолиты вендско-раннепалеозойского возраста, черносланцевые и карбонатные толщи среднего палеозоя, которые, в основном в судетскую эпоху конца раннего карбона, испытали интенсивные деформации, включая образование тектонических покровов, установленных в Карпатах и на северном склоне Большого Кавказа, региональный метаморфизм, достигающий амфиболитовой фации, в частности в Центральном Кавказе и Карпатах, формирование многочисленных плутонов гранитоидов. Подобно собственно европейским герцинидам, на дислоцированный, в разной степени мета-

морфизованный и гранитизированный нижне-среднепалеозойский комплекс местами несогласно наложены молассы межгорных впадин с сероцветным угленосным средним карбоном, красноцветными верхним карбоном и пермью, а в северо-восточной Болгарии выявлен погребенный каменноугольный бассейн вестфальского возраста. Его аналогом является Зонгулдакский бассейн на севере Анатолии.

Погребенная зона развития черносланцевого девона и нижнего карбона, подстилаемого байкальским (равном кадомскому) зеленосланцевым комплексом с маломощным нижнепалеозойским чехлом, занимающая Степной Крым и Предкавказье, по своему положению и характеру во многом подобна Реногерцинской зоне среднеевропейских герцинид и недаром была объединена с нею Г.Штилле под названием ренид. А в ее тылу на Большом Кавказе простирается уже зона глубокометаморфизованного и интенсивно гранитизированного палеозоя (отдельные плутоны гранитов известны и в предыдущей зоне), в определенной степени сходная со Среднегерманским поднятием. Во многом аналогичные соотношения наблюдаются в Южных Карпатах между двумя группами герцинских покровов – внешней Дунайской и внутренней Гетской. Более подробно обо всем этом будет сказано в главе 11.

Одновременно с герцинским орогенезом Западной, Центральной и Южной Европы аналогичные процессы происходили к востоку от Восточно-Европейского континента, на Уральской окраине Палеоазиатского океана. Уральский орогенез развивался с юга на север и первые его проявления на Южном Урале относятся к середине позднего девона, т.е. чуть позже, чем в Европе. Главная эпоха коллизии Казахстано-Киргизского континента и его северного погребенного продолжения с Восточно-Европейским континентом наступила в среднем–позднем карбоне и продолжалась до конца перми (подробнее в разделе 5.1), сопровождаясь образованием на границе с платформой передового прогиба, наследовавшего положение континентального склона и подножья прежней пассивной окраины Восточной Европы. Между тем на ее крайнем северо-востоке, на Пай-Хое и Новой Земле орогенез проявился значительно позже, в послепермское время, завершившись лишь в конце триаса – начале юры, в раннекиммерийскую эпоху, надвиганием на Баренцево-Печорскую плиту.

В связи с тем, что в позднем палеозое произошло столкновение Казахстании не только с Восточной Европой – Балтикой, но и с Сибирью, Лавруссия через современное пространство Западной Сибири сомкнулась с Сибирским кратоном, образовав единый континентальный массив Лавразии, вместе с Гондваной составивший вегенеровскую Пангею.

В пределах самой Восточной Европы, ее Русской плиты, область наибольших погружений, очевидно, под влиянием орогенеза на Урале, сместилась из ее центральных в восточные районы – возникла обширная Восточно-Русская впадина, отделенная в конце карбона – начале *перми* от новообразованного Предуральского прогиба барьерном рифом.

В Днепровско-Донецком авлакогене активный рифтинг закончился в середине визейского века и сменился плавным погружением более широкой полосы, продолжавшимся до начала неогена. Эта полоса известна как Украинская синеклиза.

Восточное продолжение Днепровско-Донецкого авлакогена – современный Донецкий бассейн, накопив в карбоне мощную толщу угленосных, а выше – красноцветных отложений, испытал инверсию в ранней перми с образованием на его месте Донецкого кряжа. Далее на восток он продолжался в виде Донецко-Каспийской складчатой зоны, более известной как погребенный кряж Карпинского. Эта зона испытала значительное надвигание к северу на Прикаспийскую впадину. Сама Прикаспийская впадина пережила в девоне–перми сложную эволюцию. В девоне, карбоне и начале перми она представляла глубоководный бассейн, не компенсированный осадконакоплением и окруженный на юге и востоке карбонатными платформами. Ситуация резко изменилась в середине ранней перми в связи с возникновением на юге Донецко-Каспийского кряжа и более южных кавказских герцинид, изолировавших впадину от открытого моря Палеотетиса. Приток морских вод стал возможен лишь с запада и северо-востока, через узкие Преддонецкий и Предуральский прогибы. В итоге, в условиях жаркого и сухого климата Прикаспийская впадина стала заполняться в кунгуре мощной, до 4 км, толщей солей, с которой в дальнейшем оказалась связанной ее столь ярко проявленная соляная тектоника. Заполнившись к началу поздней перми солями, Прикаспийская впадина превратилась в мелководный, временами осушавшийся бассейн, заполняемый мелкообломочными осадками небольшой мощности.

В середине *триаса* почти вся площадь Русской плиты оказалась выше уровня моря: закончился герцинский цикл накопления ее чехла.

Существенно иначе протекало развитие Тимано-Печорской плиты и ее продолжения в акваторию Баренцева моря. После девонской эпохи рифтинга, в течение позднего палеозоя здесь преобладало мелководно-морское карбонатонакопление с отдельными цепочками рифовых построек вдоль разломов и флексур. На этом, в общем спокойном фоне некоторое исключение составляла широкая рифтовая зона, развивавшаяся на юго-западе Баренцева моря, к северу от побережья Норвегии. В ней в карбоне накопилась толща эвапоритов, в дальнейшем давшая материал для образования соляных куполов.

В триасе, в полном контрасте с восходящими движениями на Русской и большей части Тимано-Печорской плиты, акватория Баренцева моря стала испытывать интенсивное погружение и накопила более 3 км терригенных мелководно-морских, а частично континентальных осадков.

В пределах Центральной и Западной Европы в середине ранней перми после завершения развития герцинских передовых и межгорных прогибов начал складываться новый структурный план, отвечавший эпигерцинскому платформенному этапу эволюции ее территории. Западно-Европейская эпигерцинская платформа распространилась к северо-западу на площадь эпикаледонской платформы, а на континенте – на западную и северную части будущего альпийского пояса, оставшиеся за пределами залива Палеотетиса. Северная граница последнего проходила от крайней восточной части Южных Альп и южного склона Западных Карпат к восточному склону Сербо-Македонского и южному – Родопского массива.

Платформенный режим установился в конце палеозоя и в широкой полосе к югу от древней Восточно-Европейской платформы, полосе, включавшей Степной Крым, Предкавказье и северный склон Большого Кавказа, известный под названием Скифской платформы.

Главным структурным элементом Западно-Европейской платформы явилась Североморско-Германско-Польская впадина (синеклиза), распространявшаяся на восток до южной Прибалтики. Первоначально, во второй половине ранней перми образовались две широтные впадины – одна в северной части Северного моря, другая – в южной части и прилегающей полосе Польско-Германской низменности. Их разделяло Центральное поднятие Северного моря, продолжавшееся к востоку Южно-Датским (Рингкёбинг-Фюн) поднятием. В южной впадине уже в конце ранней перми наряду с красноцветами отлагались эвапориты. В начале поздней перми Североморско-Германо-Польская синеклиза превратилась в огромный солеродный «Цехштейновый» бассейн, в котором прежнее широтное поднятие играло роль подводного барьера с карбонатно-сульфатным, а не галогенным осадконакоплением. В начале триаса в североморской части бассейна возникла мощная рифтовая система меридионального простирания, продолжавшая свое развитие до раннего мела включительно. В *лейасе* на площади бассейна установился нормальный морской режим, который затем сохранялся в Северном море до современной эпохи, а в континентальной части бассейна – до миоцена включительно. В *байосе* в центральной части Северного моря, на тройном сочленении рифтов произошла мощная вспышка щелочно-базальтового вулканизма, связываемая с действием мантийного плюма.

К концу ранней и к поздней перми относится заложение и остальных крупных впадин Западно-Европейской платформы: Парижского и Аквитанского бассейнов, Южно-Германской и Центрально-Иберийской впадин. Вдоль северо-восточной границы молодой платформы – линии Тейсейра-Торнквиста в это же время обособился Датско-Польский прогиб.

Для всей площади платформы чрезвычайно характерно «германотипное» трехчленное строение триасового разреза (которому эта система и обязана своим названием): континентальный песчаный нижний триас, континентально-морской с развитием карбонатов средний триас и так же континентально-морской пестроцветный глинисто-карбонатный верхний триас. В верхах нижнего, в среднем и особенно верхнем триасе были развиты эвапориты. Наиболее значительным их накопление было в Аквитанском бассейне, где именно с ними оказалось связанным проявление соляной тектоники.

Германотипное развитие триаса свойственно и внешним зонам Альп и Карпат, Мёзийской плите с Предбалканьем, Степному Крыму и Предкавказью, в последнем регионе – за исключением возникшей в позднем триасе рифтовой зоны на Кубани с продолжением в Азовское море. Местами в триасе наблюдались базальтовые излияния внутриплитного характера, в частности в Аквитанском бассейне.

В юго-восточной Европе на рубеже триаса и юры заметно проявились деформации сжатия, связанные с раннекиммерийской эпохой тектогенеза. Наиболее интенсивно – на Мёзийской плите (см. гл. 11), в Северной Добрудже, в Крыму, на Большом Кавказе, в Азовском море и Западном Предкавказье, где с ними была связана инверсия раннеобразованных рифтовых прогибов, в Донецко-Каспийской зоне и ее мангышлакском продолжении, где эти деформации были заключительными и после них «Кряж Карпинского» превратился в погребенную структуру.

В *юре* (рис.4-32) на Западно-Европейской платформе практически повсеместно преобладали условия открытого моря с накоплением карбонатно-терригенных осадков, но в конце периода началась регрессия и на юге Предкавказья – накопление эвапоритов.

В *раннем мелу* (рис.4-33) в обстановке регрессии на большей части площади платформы отлагались континентальные осадки (так называемый вельд); с приближением к Тетису они замещались морскими карбонатами, в барреме–апте в юго-восточной Франции – рудистовыми известняками ургонской фации, вообще характерными для Средиземноморья (и Карибского бассейна, см.выше!). В конце раннего мела регрессия сменилась трансгрессией, и в *позднем мелу* широчайшее распространение получила формация писчего мела и мергелей.

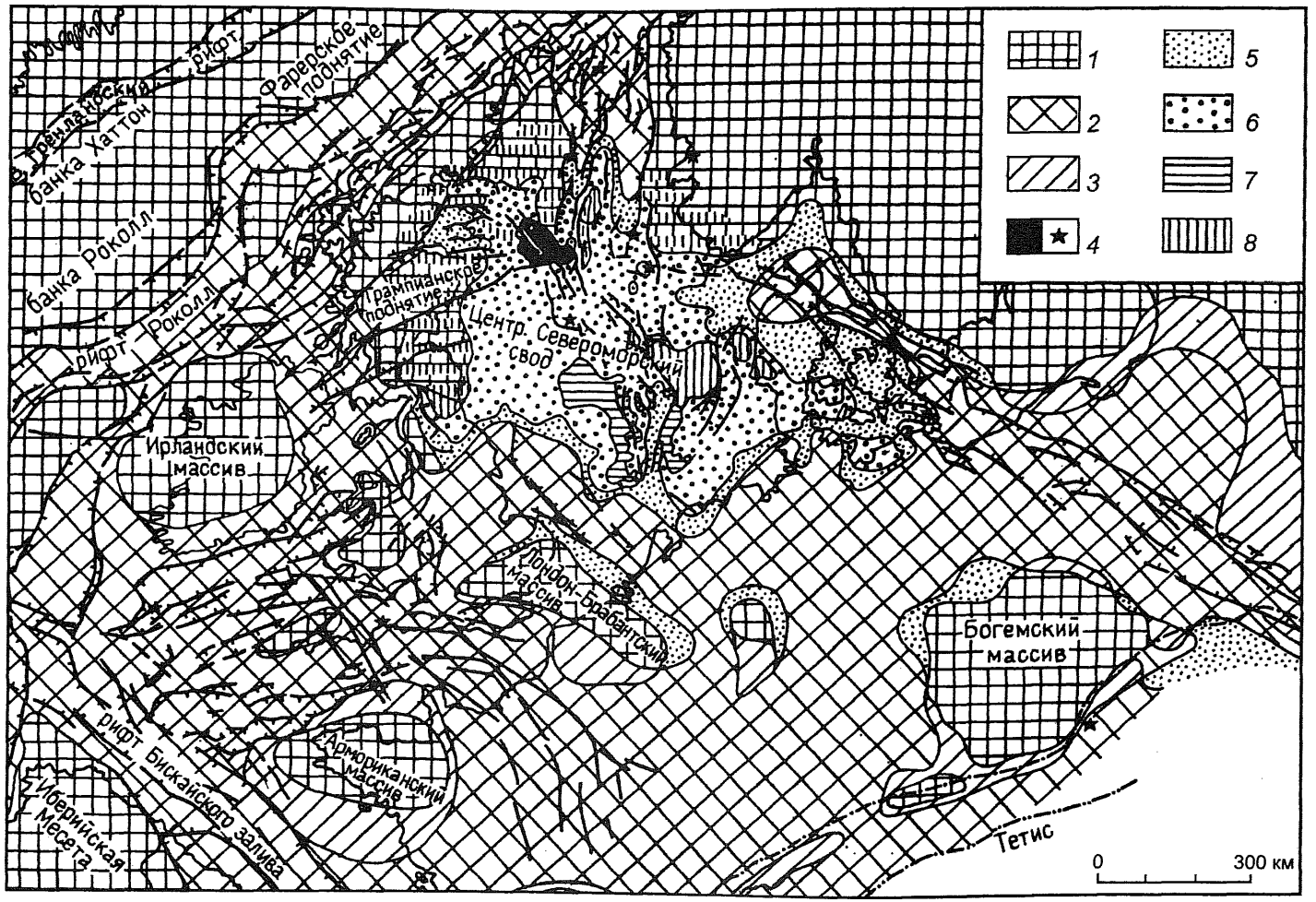


Рис. 4-32. Ранне- и среднеюрская палеотектоническая карта Западной и Центральной Европы (по П.Циглеру)

1 – области денудации; *2* – области без крупных перерывов в осадконакоплении перед средней юрой; *3* – среднеюрские отложения, распространенные за пределами края раннеюрского бассейна; *4* – магматическая активность в байосе–бате; *5–8* – среднеюрская эрозия, срезающая отложения: *5* – нижней юры, *6* – триаса, *7* – перми, *8* – допермские или фундамент

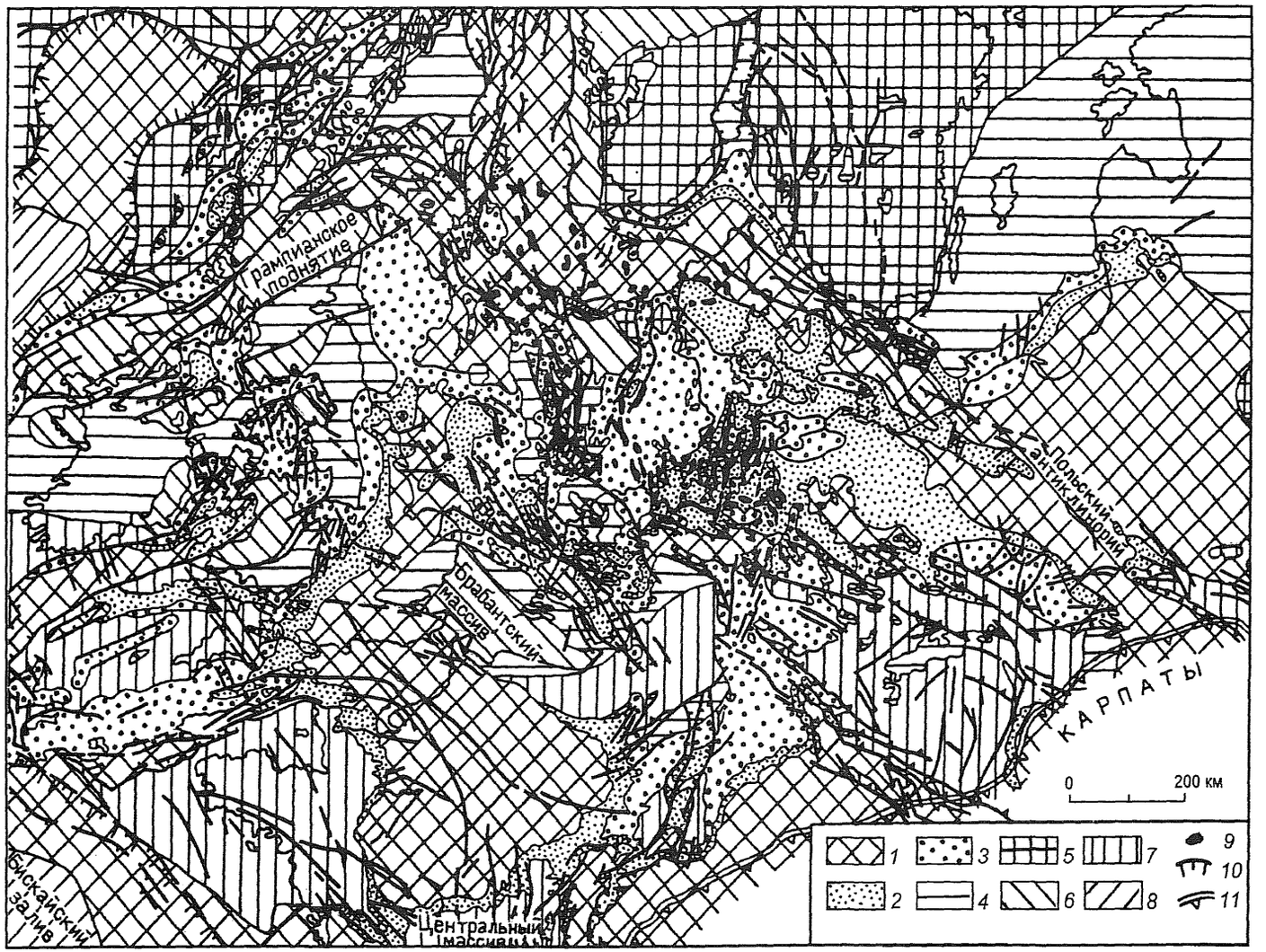


Рис. 4-33. Предмеловая геологическая карта Западной и Центральной Европы (по П.Циглеру)

1 – верхняя юра; *2* – средняя и нижняя юра; *3* – триас; *4* – палеозой, слабо деформированный; *5* – докембрийские щиты; *6* – каледониды; *7* – варисциды; *8* – океанские бассейны; *9* – пермские соляные диапиры; *10* – континентальный склон; *11* – фронт альпийских деформаций

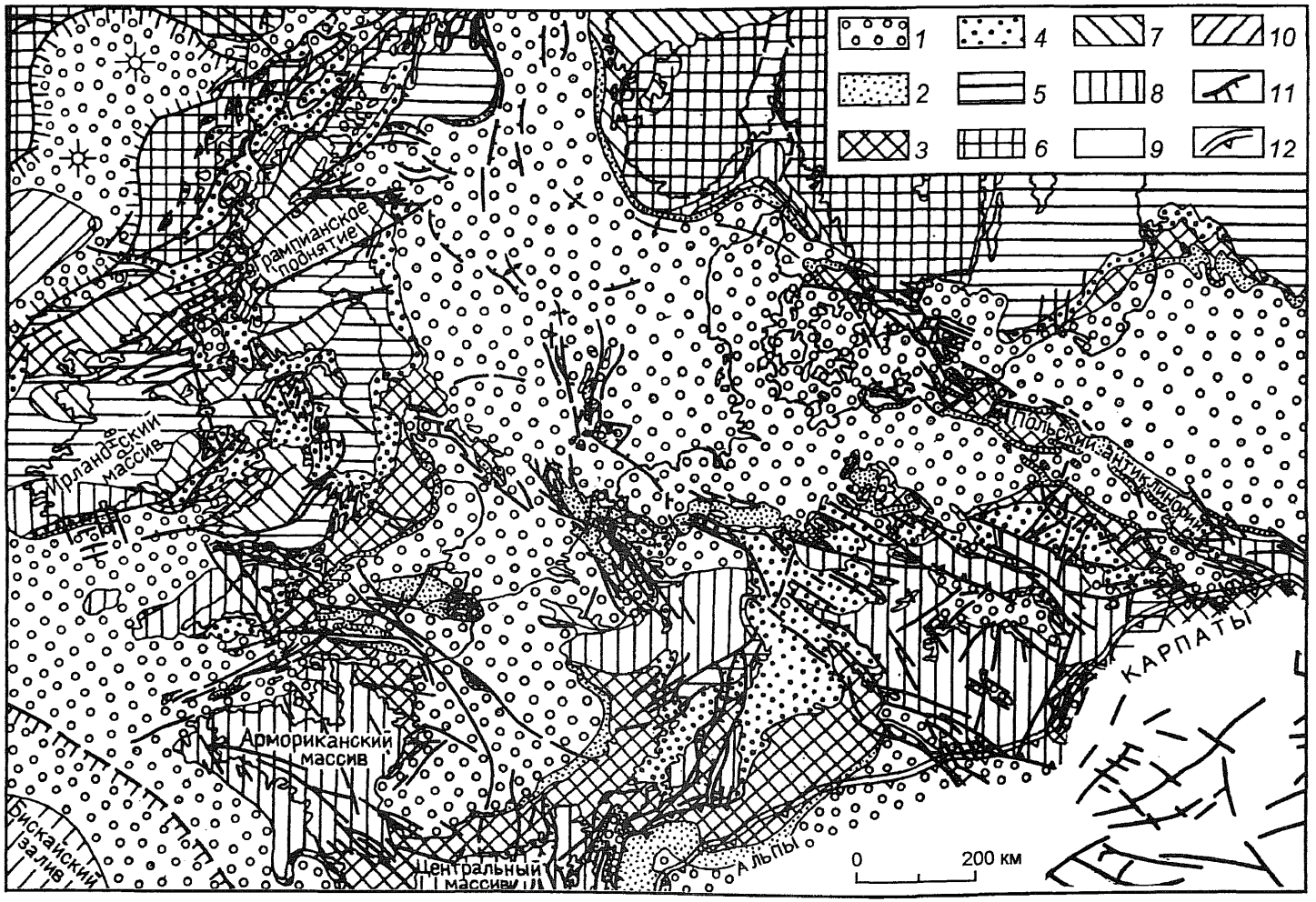


Рис. 4-34. Предкайнозойская геологическая карта Западной и Центральной Европы (по П.Циглеру)

1 – верхний мел; *2* – нижний мел; *3* – юра; *4* – триас; *5* – палеозой, слабо деформированный; *6* – докембрийские щиты; *7* – каледонские массивы; *8* – варисские массивы; *9* – альпийский складчатый пояс; *10* – океанские бассейны; *11* – континентальный склон; *12* – фронт альпийских деформаций

Наряду со впадинами в пределах Западно-Европейской платформы существовали и поднятия, большая часть которых продолжала свое развитие в этом качестве и в *кайнозое* и даже заметно усилила свое воздымание после эоцена, на неотектоническом этапе. Таковы Шотландские нагорья, Скандинавские горы, Арденны, Рейнские Сланцевые горы, Гарц, Арморикансий, Центральный Французский, Богемский массивы, Вогезы-Шварцвальд. В эпохи регрессии возникла почти непрерывная цепь поднятий, пересекавшая Европу от Арморики до Богемского массива включительно, а в эпохи трансгрессий она распадалась на самостоятельные острова.

В конце мела отдельные прогибы в пределах впадин платформы, выделявшиеся интенсивностью погружения, испытали инверсию под влиянием напряжений сжатия со стороны альпийского пояса и превратились в сложные валы (рис.4-34). Таковы Куяво-Поморская зона поднятий в Польше, возникшая на месте Датско-Польского пермо-мезозойского прогиба, вал Уилд-Булонне в северо-восточной части Англо-Парижского бассейна, Кельтиберийские цепи на Иберийском п-ове.

А в конце эоцена – олигоцене Западную Европу от Северного моря до Средиземного пересекла рифтовая система, включающая Нижнерейнский, Гессенский, Верхнерейнский, Бресский, Ронский грабены, заполнявшиеся в олигоцене–миоцене морскими, лагунными и континентальными, а в плиоцене – почти исключительно континентальными отложениями. Развитие этой рифтовой системы сопровождалось щелочно-базальтовым вулканизмом как непосредственно в ее пределах (Верхнерейнский грабен), так и на ее периферии – Центральный Французский, Богемский массивы.

Западно-Европейская система возникла на южном продолжении более древних рифтов Северного моря, включая на востоке раннепермский рифт Осло с его продолжением в проливе Скаггерак и южнее (грабен Хори). С другой стороны, эта система нашла свое южное продолжение в Алжиро-Прованском рифтовом бассейне Средиземного моря и еще южнее, в Северной Африке.

Восточно-Европейская древняя платформа во вторую половину триаса и в начале юры оставалась в основном областью размыва или локального континентального осадконакопления (Днепровско-Донецкая и Прикаспийская впадины, Предуральский прогиб). В конце ранней и в средней юре со стороны Крымско-Кавказского окраинного моря Тетиса начинает развиваться трансгрессия, которая в поздней юре распространяется и на центральные районы платформы, приведя к соединению южных морей с северными, занимавшими Баренцево-Печорский бассейн. Преобладали песчано-глинистые отложения, сменяясь на юге терригенно-карбонатными. После кратковременной регрессии в начале мела, погружения возобновились; в Баренцевоморской впадине произошла вспышка базальтового магматизма. В позднем мелу в Баренцево-Печорском регионе темп погружений замедлился, а на Русской плите они затронули лишь ее южную половину, где достигли амплитуды во многие сотни метров и привели к широкому накоплению формации мела и мергелей, распространившемуся и на молодую Скифскую платформу. В раннем палеогене область осадконакопления сократилась по сравнению с поздним мелом и кроме унаследованных Днепровско-Донецкой, Прикаспийской и Причерноморской впадин включала Симбирско-Саратовский прогиб на правобережье Волги. В составе осадков возросла роль песчано-глинистых отложений по сравнению с карбонатными.

Переход к олигоцену ознаменовался вовлечением в нарастающее поднятие уже большей части древней платформы. В олигоцене – раннем миоцене в Причерноморье и Предкавказье получило широкое распространение майкопская формация темных битуминозных глин, замещаемая севернее прибрежными, дельтовыми и аллювиальными песчаными отложениями. В течение миоцена и плиоцена область осадконакопления сократилась еще больше. Начиная с олигоцена она принадлежала уже Паратетису, а с позднего миоцена – его восточной части, периодически утрачивавшей связь со Средиземноморьем. Общая регрессивная тенденция нарушилась лишь акчагыльской трансгрессией в позднем плиоцене, когда морские воды через центральную Анатолию проникли в Каспий и распространились на бассейн Волги и ее притоков.

Современный рельеф Европы, как было недавно показано С.Клутингом, А.Никишиным и П.Циглером, сложился под влиянием напряжений сжатия, исходящих из Срединноатлантического хребта и Альпийского коллизионного пояса. Северная часть континента к тому же испытывает напряжения, связанные со спредингом в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана.

Литература

Гецен В.Г. Геодинамическая реконструкция развития Северо-Востока Европейской части СССР для позднепротерозойского этапа // Геотектоника, 1991, №5, с.26-37

Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника, 1996, №1, с.63-75

Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. А.Э.Конторович – ред. Новосибирск, 1999 (в восьми выпусках)

Международная Тектоническая карта Европы, м-б 1:5 000 000. В.Е.Хаин и Ю.Г.Леонов – ред. 1998

Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: Палеодинамика, структура коры и эволюция. М: Научный мир, 1996, 287 с.

Попков В.И. Тектоника запада Туранской плиты. М. 1992, 148 с.

Пучков В.Н. Образование Урало-Новоземельского складчатого пояса – результат неравномерной косоориентированной коллизии континентов // Геотектоника, 1996, №5, с.66-75

Пучков В.Н. Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника, 1997, №4, с.42-61

Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П., Страк Ю.Н. Модель геодинамического развития Воронежского массива в раннем докембрии // Геотектоника, 1997, №3, с.21-30

Чувашев П.И. Динамика развития Предуральского краевого прогиба // Геотектоника, 1997, №3, с.22-37

Abramovitz T., Berthelsen A., Thybo H. Proterozoic sutures and terranes of the southeastern Baltic Shield interpretated from BABEL deep seismic data // Tectonophys., 1997, v.270, №3-4, p.259-277

Ahall K.-J., Connelly J. Intermittent 1.53-1.13 Ga magmatism in western Baltica: age constraints and correlations within a postulated supercontinent // Precambr. Res., 1998, v.92, p.1-20

Ahall K.-J., Persson P.O., Skiold T. Westward accretion of the Baltic Shield: implications from 1.6 Ga Amal-Horred belt, SW Sweden // Precambr. Res., 1995, v.70, p.235-251

Ahall K.-J., Cornell D.H., Armstrong R. Ion probe zircon dating of metasedimentary units across the Skagerrak: new constraints for early mesoproterozoic growth of the Baltic Shield // Precambr. Res., 1998, v.87, p.117-134

Bingen B., Boven A., Punzalau L. et al. Hornblende $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology across terrane boundaries in the Sveconorwegian province of S. Norway // Precambr. Res., 1998, v.90, p.159-185

Bogdanova S.V., Pashkevich J.K., Gorbatchev R., Orlyuk M.R. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics // Tectonophys., 1996, v.269, p.1-21

Bron D., Juklin C., Avarez-Marron J. et al. Crustal scale structure and evolution of an arc-continent collision zone in the southern Urals, Russia // Tectonics, 1998, v.17, №2, p.158-171

Caledonian-Appalachian Orogen. A.L.Harris, D.J.Fettes – eds. // Geol. Soc. Spec. Publ. №38, Oxford etc., Blackwell Sci. Publ., 1988, 630 p.

Cosca M.A., Mezger K., Essene E.J. The Baltica-Laurentia connection: Sveconorwegian (Grenvillian) metamorphism, cooling and unroofing in the Bamble sector, Norway // J. Geol., 1998, v.106, p.539-552

Encyclopedia of European and Asian Regional Geology. E.M. Moores, R.W.Fairbridge – eds. L. etc.: Chapman a. Hall, 1997, 804 p.

Fershtater G.B., Montero R., Borodina N.S. et al. Uralian magmatism: An overview // Tectonophys., 1997, v.276, p.87-102

Gee D.G., Johansson A., Ohta Y. et al. Grenvillian basement and a major unconformity within the Caledonides of Nordaustlandet, Svalbard // Precambr. Res., 1995, v.70, p.215-234

Hoffmann N., Franke D. The Avalonia-Baltica suture in NE Germany – new constraints and alternative interpretations // Z. Geol. Wiss., 1997, v.25 (1/2), p.3-14

Lefort J.-P., Aragwal B.N.P. Of what is the centre of the Ibero-Armorican arc composed? // Earth Planet. Sci. Lett., 1999, v.302, p.71-81

Liegois J.-P. Berza T., Tatu M., Duchesne J.C. The Neoproterozoic Pan-African basement from the Alpine Lower Danubian system (South Carpathians, Romania) // Precambr. Res., 1996, v.80, p.281-301

Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulayev V.P., Sergeev S.A. et al. Archaean rocks from southeastern Karelia (Karelian granite-greenstone terrain) // Precambr. Res., 1993, v.62, p.375-397

Maslov A.V., Erdtmann B.D., Ivanov K.S. et al. The main tectonic events, depositional histsory, and the palaeogeography of the southern Urals during the Riphean-early Palaeozoic // Tectonophys., 1997, v.276, p.313-335

Matte Ph. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe // Tectonophys., 1991, v.196, p.309-337

Meert J.G., Torsvik T.H., Eide E.A., Dahlgren S. Tectonic significance of the Fen Province, S. Norway: Constraints from geochronology and paleomagnetism // J. Geol., 1998, v.106, p.553-564

Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A. et al. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basins evolution // Tectonophys., 1996, v.268, p.23-63

Pharaoh T.C. Palaeozoic terranes and their lithosphere boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review // Tectonophys., 1999, v.314, p.17-41

Pickering K., Smith A.G. Arcs and back-arc basins in the Early Paleozoic Iapetus Ocean // The Island Arc, 1995, №4, p.1-67

Poupinet G., Thouvenot F., Zolotov E.E. et al. Teleseismic tomography across the Middle Urals: lithospheric trace of ancient continental collision // Tectonophys., 1997, v.276, p.19-33

Puchkov V.N. Structure and geodynamics of the Uralian orogen // Orogeny through time. J.-P.Burg, M.Ford – eds. 1997, p.201-234

Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W. et al. Petrology of mafic lavas within the Onega Plateau, central Karelia: evidence for 2 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // Contrib. Mineral. Petrol., 1998, v.130, №2, p.134-153

Raumer J.V., Neubauer F. Late Precambrian and Paleozoic evolution of the Alpine Basins // Paleozoic-Mesozoic Geology in the Alpine Basins. Spring., v.93, p.625-639

Savelieva G.N., Nesbit R.W. A synthesis of the stratigraphic and tectonic setting of the Uralian ophiolites // J. Geol. Soc. London, 1996, v.153, p.525-537

Schonenberg R., Neugebauer J. Einfuhrung in die Geologie Europas 5 Auflage. Freiberg: Romback, 1987, 290 p.

Shchipansky A., Bogdanova S.V. The Sarmatian crustal segment: Precambrian-correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepr-Donets Aulacogen // Tectonophys., 1996, v.268, p.109-125

Sobornov K.O. Structural relationship of the northern Urals and adjacent basins // Pangea: global senvironment and resources. Can. Soc. Petrol. Geol., mem. 17, 1995, p.147-154

Starmer I.C. Oblique terrane assembly in the Late Paleoproterozoic during the Labradorian-Gothian orogeny in southern Scandinavia // J. Geol., 1996, v.104, p.341-350

Steer D.N., Knapp J.H., Brown L.D. et al. Deep structure of the continental lithosphere in an unextended orogen: An explosive source seismic reflection profile in the Urals. Urals seismic Experiment and Integrated Srudies (URSEIS 1995) // Tectonics, 1998, v.17, №2, p.143-157

Tait J.A., Bachtadse V., Franke W., Soffel H.C. Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints // Geol. Rundschau, 1997, bd. 86, p.585-598

Torsvik T.H., Meert J.G. Early Proterozoic palaeomagnetic data from the Pechenga zone (north-west Russia) and their bearing on Early Proterozoic palaeogeography // Geophys. J. Int., 1995, v.122, p.520-536

Unrug R., Haranczyk C., Chocyk-Jaminska M. Easternmost Avalonian and Armorican – Cadomian terranes of central Europe and Caledonian-Variscan evolution of the polydeformed Krakow mobile belt: geological constraints // Tectonophys., 1999, v.302, p.133-157

Ziegler P.A. Geological Atlas of Western and Central Europe // The Hague: Shell Int. Petrol. Maatschappij, 1990, 239 p.

Ziegler P.A. European Cenozoic rift system // Tectonophys., 1992, v.208, p.91-111

Глава 5

СЕВЕРНАЯ И ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ

Азия, в отличие от всех других, менее крупных континентов, сформировалась не вокруг одного крупного древнего континентального ядра – кратона, а в итоге спаивания нескольких таких кратонов при замыкании некогда разделявших их подвижных поясов – океанов неогея. Эта особенность Азиатского материка была впервые отмечена Э.Арганом в 1922 г., а затем вновь открыта П.Н.Кропоткиным в 1951 г. В составе континента выделяется три главных и шесть меньшего размера докембрийских кратонов. К главным относятся Сибирский, Китайско-Корейский и Индостанский; все три сформированные в основном еще в конце раннего протерозоя, т.е. их кора имеет раннедокембрийский возраст. К континентальным ядрам меньшего размера и в общем более позднего, позднедокембрийского формирования относятся Таримский, Южно-Китайский (Янцзы), Индосинийский, Северо- и Южнотибетские, Синобирманский (рис.5-1). Сибирский кратон был отделен от Восточно-Европейского, Таримского и Китайско-Корейского кратонов Палеоазиатским океаном, закончившим свое существование в конце палеозоя – раннем мезозое с образованием Урало-Охотского (Урало-Монгольского по М.В.Муратову) покровно-складчатого пояса. К югу от Таримского и Китайско-Корейского кратонов и к северу от Индостанского в неогее находился океан Тетис – Средиземноморский подвижный пояс, в котором в качестве микроконтинентов выступали Северо- и Южнотибетские, Южнокитайский, Индосинийский и Синобирманский континентальные блоки. Эти блоки в течение фанерозоя последовательно причленялись к более древнему континентальному массиву Северной Азии, образовавшемуся в результате замыкания Палеоазиатского океана. Соответственно, основной океанский бассейн Тетиса отступал к югу и юго-востоку, в конце палеозоя – начале мезозоя заняв положение между Южнотибетским и Синобирманским микроконтинентами, с одной стороны, и Индостанским континентом, с другой. В эоцене Индостанский континент, отделившийся от других континентов, ранее входивших в состав Гондванского суперконтинента, сомкнулся с этими микроконтинентами, успевшими уже причлениться к Евразии, и на месте Неотетиса здесь возникла восточная часть Альпийско-Гималайского горного пояса. Этим событием, по существу, закончилось формирование Азиатского материка как единого целого и части Евразии.

Между тем в течение неопротерозоя и всего фанерозоя вдоль восточной окраины Азиатского континента, точнее, Сибирского, Китайско-Корейского, Южнокитайского и Индосинийского кратонов развивался Западно-Тихоокеанский подвижный пояс, начало образования которого было связано с зарождением Тихого океана, произошедшим, по современным данным, в середине позднего рифея. Активное развитие этого пояса, выраженного системой окраинных морей, островных дуг и глубоководных желобов, продолжается и в современную эпоху, в то время как более древние структуры этого же типа последовательно наращивали Азиатский континент с востока на протяжении практически всего фанерозоя.

Северная окраина Азиатского континента в своем современном виде обозначилась лишь в самом начале кайнозоя, с образованием Евразиатского бассейна Северного Ледовитого океана с его срединным хребтом Гаккеля. В состав арктической окраины Азии вошли реликты еще одного докембрийского кратона – Гиперборейского, выделенного Н.С.Шатским (Арктиды Л.П.Зоненшайна и др.).

В настоящее время большая часть Азиатского континента входит в состав Евразийской плиты, ограниченной на западе Срединно-Атлантическим спрединговым хребтом, на севере аналогичным хребтом Гаккеля, на юге – коллизионной зоной Альпийско-Гималайского пояса, на востоке – Западно-Тихоокеанским субдукционным поясом.

В данной главе будут рассмотрены северная и восточная части Азиатского материка, поскольку Индостану и Альпийско-Гималайскому поясу посвящены

отдельные главы. Как и в других главах, рассмотрение начнется с кратонов, прежде всего Сибирского.

5.1. Сибирская древняя платформа

Эта платформа занимает центральное место в структуре Северной Азии, располагаясь между двумя крупнейшими сибирскими реками – Енисеем и Леной. На западе и юге она граничит со складчато-покровными сооружениями, принадлежащими Урало-Охотскому поясу. На западе они погребены под мезозойско-кайнозойским чехлом молодой Западно-Сибирской платформы, но на юго-западе, юге и юго-востоке выражены в рельефе современными горными хребтами и надвинуты на платформу. Северное ограничение платформы может быть довольно условно совмещено с Енисей-Хатангским прогибом – ответвлением Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского бассейна. Современная восточная граница платформы определяется надвиговым фронтом Верхояно-Колымской складчато-покровной системы, на севере, до впадения в Лену р. Алдана сопровождающемуся передовым прогибом. Первично, и в настоящее время на глубине, платформа распространяется значительно севернее и восточнее ее современных границ – на севере вплоть до Центрального Таймыра, на востоке – до хребта Черского включительно. С другой стороны, крайняя юго-восточная часть платформы на неотектоническом этапе оказалась вовлеченной в горообразование, приведшее к становлению Центрально-Азиатского горного пояса и в настоящем выражена Становым хребтом. Поэтому рассмотрение последнего в составе платформы является достаточно условным и определяется единством древнего фундамента, принадлежащего Алдано-Становому раннедокембрийскому щиту.

5.1.1. Фундамент Сибирской платформы

Фундамент кратона выступает на поверхность в двух крупных массивах – щитах, на юго-востоке – в Алдано-Становом, на севере – в Анабарском (рис.5-2). К востоку от Анабарского массива фундамент обнажен на небольшой площади в вершине Оленекского свода, по юго-западной периферии кратона – в Канском выступе в южной, заангарской части Енисейского кряжа, на северо-восточном склоне Восточного Саяна, в частности в Бирюсинской глыбе, и южнее – в Шарыжалгайском выступе. Что касается остальной площади кратона, покрытой осадочным чехлом, то в отличие от Восточно-Европейской платформы число буровых скважин, достигших фундамента, здесь довольно ограниченно, и поэтому суждение о распространении под чехлом основных комплексов фундамента основываются до настоящего времени преимущественно на геофизических данных.

Алдано-Становой щит занимает юго-восточный угол платформы и имеет грубую форму прямоугольника, длиной в 1200 км и шириной до 350 км. С трех сторон он ограничен разломами; на западе это меридиональный Жуинский разлом – правый сдвиг, отделяющий Алдано-Становой щит от Байкало-Патомского «залива» Урало-Охотского пояса, на юге – Северо-Тукурингрский (Южно-Становой) разлом, по которому щит надвинут на Монголо-Охотский сегмент этого пояса, и на северо-востоке – Нельканский разлом, отделяющий щит от южного окончания Верхоянской складчатой системы. На севере щит плавно погружается под вендско-кембрийские отложения низов платформенного чехла.

В структуре Алдано-Станового щита (рис.5-3) различается два главных элемента – собственно Алданский мегаблок в его северной половине и Становой мегаблок, точнее, пояс, образующий его южную половину. Граница между ними представляет разлом, по которому Становой пояс надвинут на Алданский мегаблок. Главным отличием последнего служит то, что он сложен архейскими породами, практически не испытавшими или испытавшими относительно слабую раннепротерозойскую переработку, в то время как структура Станового пояса сформировалась в основном лишь в конце раннего протерозоя.

Алданский мегаблок субмеридиональными разломами подразделяется на три основных блока: Западный, Олекминский, и Восточный, Батомгский, представляют достаточно типичные гранит-зеленокаменные области, а находящийся между ними Центрально-Алданский является гранулит-гнейсовой областью. В наиболее изученной Олекминской ГЗО возраст зеленокаменных поясов, простирающихся в меридиональном направлении, позднеархейский. В структурном отношении они представляют троги, ограниченные разломами, возникшими, очевидно, на заключительной стадии их развития. В одних из этих поясов выполнение в основном вулканическое, коматиит-толеитовое и известково-щелочное с участием силлов ультрамафитов и габбро-норитов, в других ЗКП преобладают метаосадочные породы – граувакки, пелиты, карбонаты и железистые кварциты. Как обычно, между узкими ЗКП простираются значительно более широкие поля, сложенные гранитоидами. Среди последних на поверхности решительно преобладают натрово-калиевые граниты, образованные в позднем архее, вероятно, одновременно с окончанием развития ЗКП; их возраст 2,75 млрд лет. Но среди этих гранитов имеются выступы и более древних, среднеархейских – 3,2–3,0 млрд лет – образований – диорит-тоналитов и монцодиори-

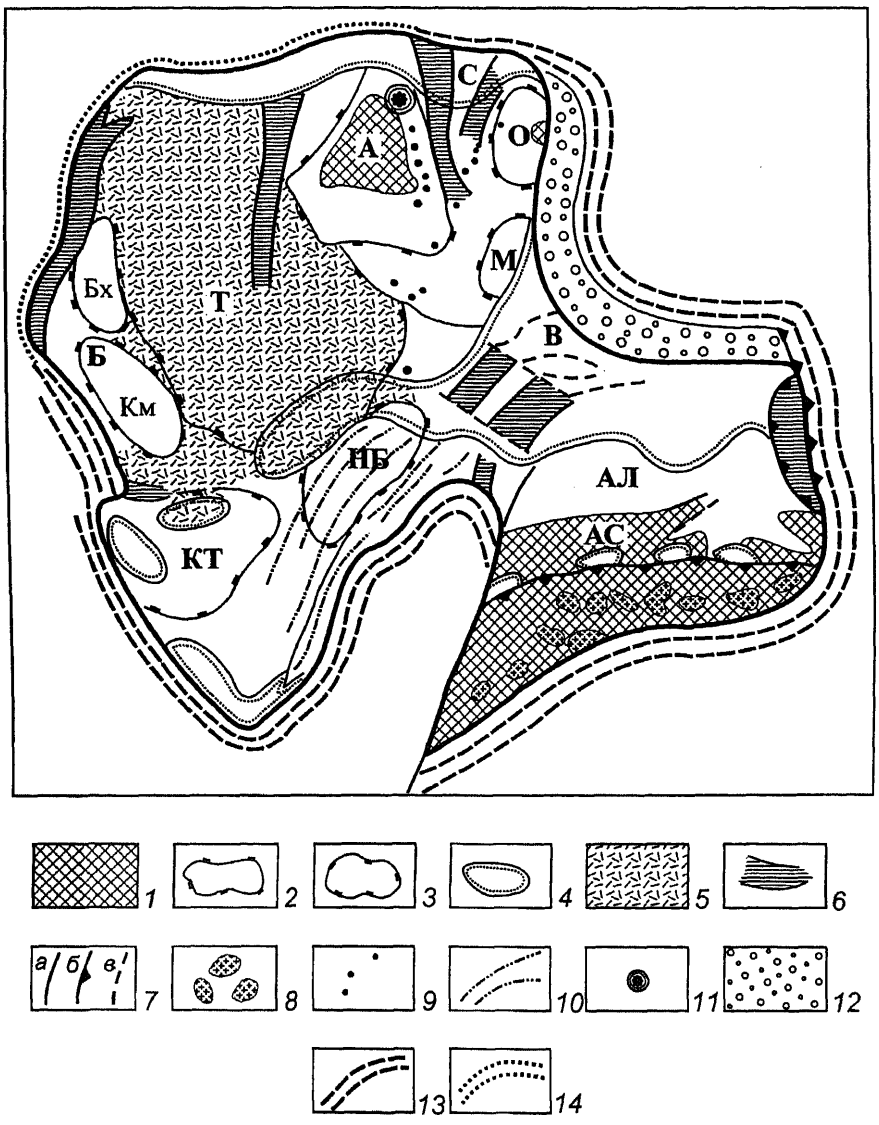


Рис. 5-2. Тектоническая схема Сибирской древней платформы

1 – щиты и другие выступы фундамента; *2* – антеклизы; *3* – синеклизы; *4* – контуры мезо-кайнозойских впадин; *5* – область проявления триасового траппового магматизма; *6* – авлакогены; *7* – разрывные нарушения: *а* – выделенные, *б* – предполагаемые, *в* – крупные взбросы и надвиги; *8* – мезозойские массивы гранитоидов; *9* – кимберлитовые трубки; *10* – линейные складчатые зоны в чехле платформы; *11* – крупные астроблемы; *12* – позднекиммерийские краевые прогибы; *13–14* – обрамление древней платформы: *13* – складчатые сооружения, *14* – чехол молодых платформ. А – Анабарский массив; АЛ – Алданская моноклиза; АС – Алдано-Становой щит; Б – Байкитская антеклиза (Км – Камовский свод, Бх – Бахтинский); В – Вилюйская синеклиза (Ангаро-Вилюйский прогиб); КТ – Канско-Тасеевская синеклиза; М – Мунский свод; О – Оленекский свод; С – Суханская впадина; Т – Тунгусская синеклиза; НБ – Непско-Ботуобинская антеклиза

тов, вероятно, представлявших тот субстрат, на котором закладывались ЗКП. Тот же возраст имеют гранулиты, развитые на юге блока, и толеит-коматиитовые породы низов разреза самих ЗКП. Любопытно, что последняя ситуация аналогична той, которая наблюдается на Украинском щите (Среднее Приднепровье), в Южной Африке (Каапваальский эократон) и Западной Австралии (эократон Пилбара). Метаморфизованы олекминские ЗКП в условиях амфиболитовой фации с появлением мигматитов в их краевых частях. На

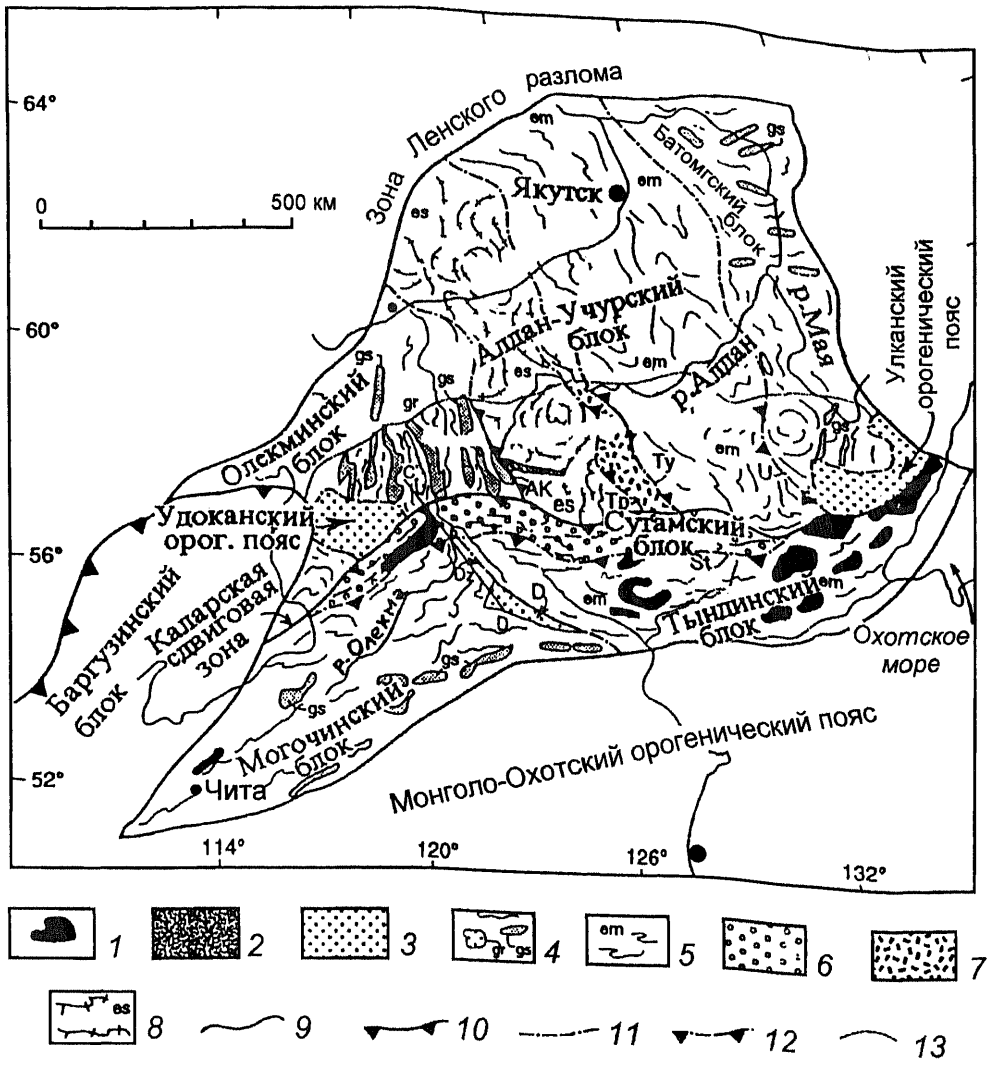


Рис. 5-3. Карта докембрийских террейнов Алданской и Становой провинций (по О.М.Розену и др.)

1 – анортозиты и габбро; *2* – Унгрский комплекс, габбро и диориты, 2,0 млрд лет; *3* – деформированные осадочные и вулканические породы, ~ 2,2–1,75 млрд лет; *4* – ТТГ – зеленокаменный комплекс, 3,3–2,8 млрд лет (граниты (gr) и зеленокаменные породы (gs) под чехлом выявлены по геофизическим аномалиям); *5* – эндербиты и основные гранулиты, 3,5–2,7 млрд лет; *6* – то же, интенсивно деформированные 1,9 млрд лет т.н.; *7* – Ижекская зона, эндербиты, чарнокиты и метаосадки, 3,4–3,3 млрд лет; *8* – эндербиты и метаосадки, 3,5–3,3 млрд лет; *9* – основные разломы; *10* – то же, надвиги; *11* – прочие разломы; *12* – то же, надвиги; *13* – северная граница обнажений (фундамента)

юге и в центральной части блока степень метаморфизма повышается до гранулитового, появляются чарнокиты и эндербиты.

В Центрально-Алданском блоке, надвинутом в конце архея с востока на Олекминский, распространены плутонические породы тоналит-трондъемитового и гранодиорит-гранитного состава. Подчиненное значение принадлежит двум супракрустальным толщам – глиноземистых сланцев и кварцитов и метаграувакк, метапелитов, карбонатов и железистых кварцитов. Верхняя толща считается вероятным аналогом выполнения ЗКП Олекминского блока. Установлено проявление двух эпох амфиболитового и гранулитового метаморфизма в позднем архее и раннем протерозое. Внутреннее строение Центрально-Алданского блока сложное и заставляет подозревать, что он может состоять из нескольких террейнов. Характерно развитие в центральной части гранито-гнейсовых куполов с узкими линейными складками по периферии.

Батомгский блок отделен от Центрально-Алданского разломом, по которому последний, вероятно, на него надвинут. Строение этого блока, относительно слабо изученного, в общем считается аналогичным строению Олекминского блока, характеризуясь при-

сутствием зеленокаменного Чумиканского пояса с выполнением, метаморфизованным в зеленосланцевой фации в центре и амфиболитовой на периферии, среди поля развития кристаллических сланцев, парагнейсов, гранито-гнейсов и гранитоидов, метаморфизованных в высокотемпературной амфиболитовой или (первично) в гранулитовой фации.

Становой мегаблок Алдано-Станового щита сложен, по существу, тем же комплексом раннедокембрийских пород, что и Алданский мегаблок, но в его пределах более интенсивно проявлены тектоно-магматические процессы конца архея и особенно раннего протерозоя. В частности, на архей-протерозойском рубеже здесь внедрилась серия крупных расслоенных плутонов (Джугджурский на востоке, Олекминский на западе, и др.) габбро-анортозитов. А в конце раннего протерозоя (2,2–2,0 млрд лет т.н.) Становой пояс был интрудирован гранитами повышенной щелочности. С этой эпохой был связан его заключительный зональный метаморфизм и установление платформенного режима. Господство последнего было прервано, однако, интенсивной позднеюрской–раннемеловой активизацией, вызванной субдукцией со стороны Монголо-Охотского подвижного пояса. Новый импульс активизации, приведшей к горообразованию, проявился в неогене, когда на месте Станового пояса возник одноименный хребет – окраинный элемент Центрально-Азиатского горного пояса.

В структурном отношении Становой мегаблок при общей субширотной ориентировке весьма гетерогенен. Между этим мегаблоком, ограниченным с севера Становым швом – северо-вергентным надвигом, и собственно Алданским мегаблоком, выделяется переходная Предстановая зона, также надвинутая к северу. В пределах этой зоны прослеживаются пограничные разломы между блоками, выделенными в Алданском мегаблоке, и часть исследователей относит данную зону еще к последнему. К ней приурочены блоки (Курультинский, Зверевский, Сутамский), которые могут рассматриваться как выведенные на поверхность глубинные элементы Олекминского и Центрально-Алданского блоков. Они сложены в основном мафитами и ультрамафитами, метаморфизованными в гранулитовой фации. Некоторые ученые были склонны рассматривать эти образования как принадлежащие первичной океанской коре, существовавшей на месте будущего щита, но изотопно-геохронологические исследования этого не подтвердили – наиболее древние датировки соответствующих пород не превышают 3,2–3,3 млрд лет.

Во второй половине раннего протерозоя (2,2 млрд лет т.н.) на северо-западную часть Алдано-Станового щита, точнее, южную часть его Олекминского блока, очевидно в процессе рифтинга, была несогласно наложена крупная Удоканская впадина (протосинеклиза). Ее выполняет весьма мощная, до 12–13 км, толща континентальных обломочных красноцветов, примечательная своей высокой меденосностью. Нижняя часть этой толщи метаморфизована в зеленосланцевой, отчасти даже амфиболитовой фации и деформирована гранитогнейсовыми куполами, возникшими за счет ремобилизации архейского субстрата. В центральной же части впадины, в середине ее осадочного разреза разместился Кодаро-Кеменский гранитный лополит, очевидно продукт того же процесса. Его возраст 1,9 млрд лет.

В более восточной части щита известны другие рифтогенные прогибы близкого возраста, но меньших размеров – Улканский, Билякчанский. В отличие от Удоканской впадины, эти впадины выполнены в основном кислыми вулканитами, прорванными гранитоидами с тем же, что в Удокане, возрастом – 1,9 млрд лет. Но их погружение продолжалось и позднее, с накоплением красноцветной молассоидной формации. К концу раннего протерозоя относится внедрение в Батомгском блоке лакколита щелочных гранитов.

Анабарский массив (щит) является вторым крупным выступом фундамента Сибирской платформы на поверхность. Он расположен в ядре Анабарской антеклизы (рис.5-4), крылья которой сложены рифейскими и палеозойскими отложениями. Массив имеет форму треугольника с основанием, простирающимся в широтном направлении, и острой вершиной, обращенной к северу; его поперечник составляет по меридиану ~350 км. Внутренняя структура массива характеризуется вытянутостью всех ее элементов в северо-западном направлении. В его составе четко выделяются три блока, разделенные довольно широкими зонами смятия и сдвига, сложенными бластомилонитами амфиболитовой фации, сопровождаемыми мигматитами с возрастом 1,9–1,8 млрд лет. Этот возраст отвечает, очевидно, времени коллизии блоков, имеющих более древний возраст и рассматриваемых в настоящее время в качестве самостоятельных террейнов. Наиболее западным является Маганский блок, центральное положение занимает Далдынский (Центрально-Анабарский) блок, надвинутый на Маганский; восточнее выделяется Хапчанский блок, в свою очередь надвинутый на Далдынский.

Маганский и Далдынский блоки сложены архейскими образованиями, первичный возраст которых определен в 3,2 млрд лет, возраст гранулитового метаморфизма – в 2,8 млрд лет. В строении блоков участвуют плагиогнейсы и метабазиты с прослоями метакарбонатов и кварцитов, а также сформированные в эпоху гранулитового метаморфизма чарнокиты и эндербиты. Тогда же породы были смяты в изоклинальные лежачие складки, позднее, в эпоху раннепротеро-

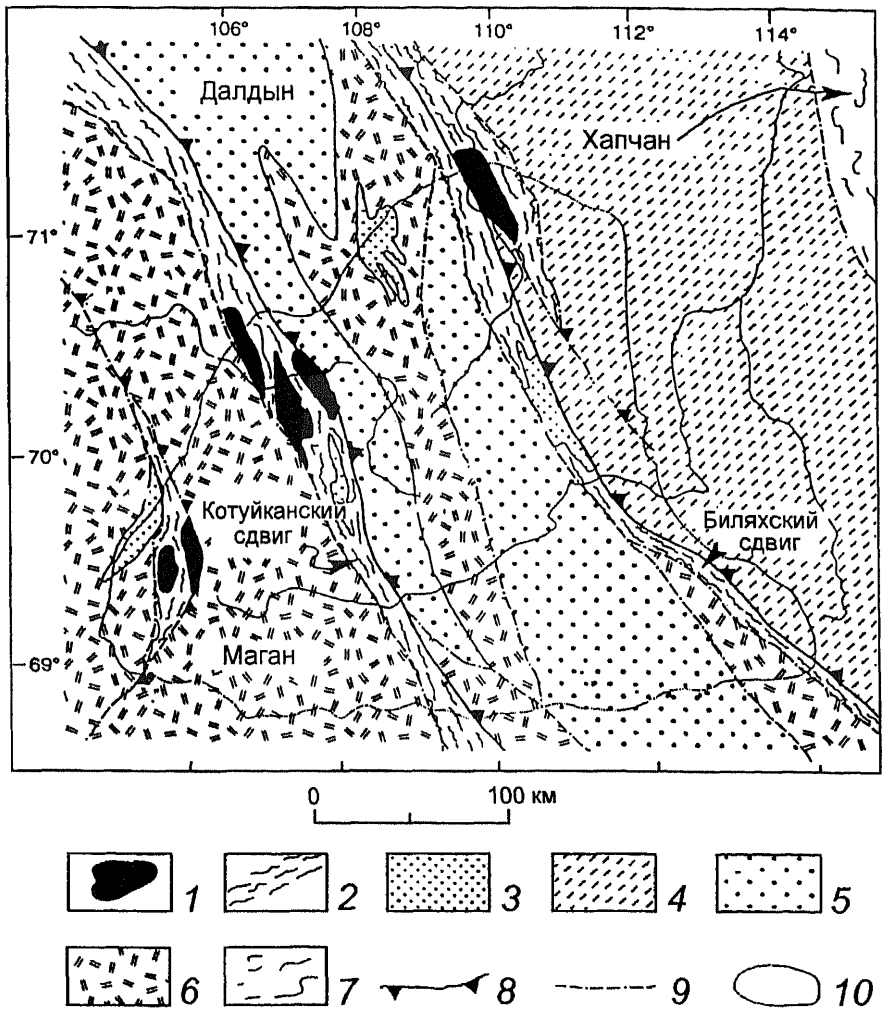


Рис. 5-4. Обобщенная геологическая карта Анабарского щита и прилегающих районов (по О.М.Розену и др.)

1 – анортозиты, 2,1 млрд лет; *2* – главные зоны сдвигов (shear zones); *3* – гранитоиды, 1,9–1,85 млрд лет; *4* – хапчанская группа, в основном метаграувакки и мраморы, 2,4–2,0 млрд лет; *5* – главным образом эндербиты и основные гранулиты, 3,1–3,0 млрд лет; *6* – главным образом эндербиты и чарнокиты, 3,1–3,0 млрд лет; *7* – комплекс ТТГ и ЗКП; *8* – главные надвиги; *9* – другие крупные разломы; 10 – контур выходов пород на поверхность

зойской коллизии, пакеты этих складок приобрели крутое залегание с наклоном к северо-востоку.

Хапчанский блок сложен нижнепротерозойскими образованиями: пироксен-гранатовыми гнейсами (метаграувакками) и метакарбонатами, метаморфизованными в гранулитовой фации 1,9 млрд лет т.н. и смятыми в крутые изоклинальные складки, подобно складкам смежного блока, наклоненными на северо-восток.

Хапчанский комплекс распространен и к востоку от Анабарского массива и снова выступает на поверхность в вершине Оленекского свода. Маганско-Далдынский комплекс, по геофизическим данным, простирается под чехлом на запад вплоть до меридионального Саяно-Таймырского разлома, рассекающего посредине весь Сибирский кратон вплоть до оз. Байкал. Западнее этого разлома в фундаменте выделяется *Тунгусский блок*, вернее мегаблок, породы которого обнажены вдоль юго-западной, присаянской периферии кратона. Фактически они участвуют в новейшей структуре Восточно-Саянского орогена, но первично принадлежали фундаменту кратона, почему и рассматриваются в данной главе. На юго-западе эта Присаян-

ская полоса выходов раннего докембрия, вытянутая с северо-запада на юго-восток (рис.5-5), от низовьев Ангары до западного окончания оз.Байкал, ограничена Главным Саянским разломом, отделяющим ее от основного сооружения Восточного Саяна. На северо-востоке она погружается под рифейские отложения чехла платформы. Присаянская полоса выходов раннего докембрия состоит из ряда блоков-террейнов, разделенных разломами, простирающимися в северо-западном направлении и сочленяющимися с Главным Саянским разломом, представляющим правый сдвиг, под острым углом.

Наиболее древним по возрасту слагающих его пород является здесь *Шарыжалгайский блок*, находящийся н юго-востоке рассматриваемой полосы и выходящий к Байкалу. Он представляет фрагмент гранит-зе-

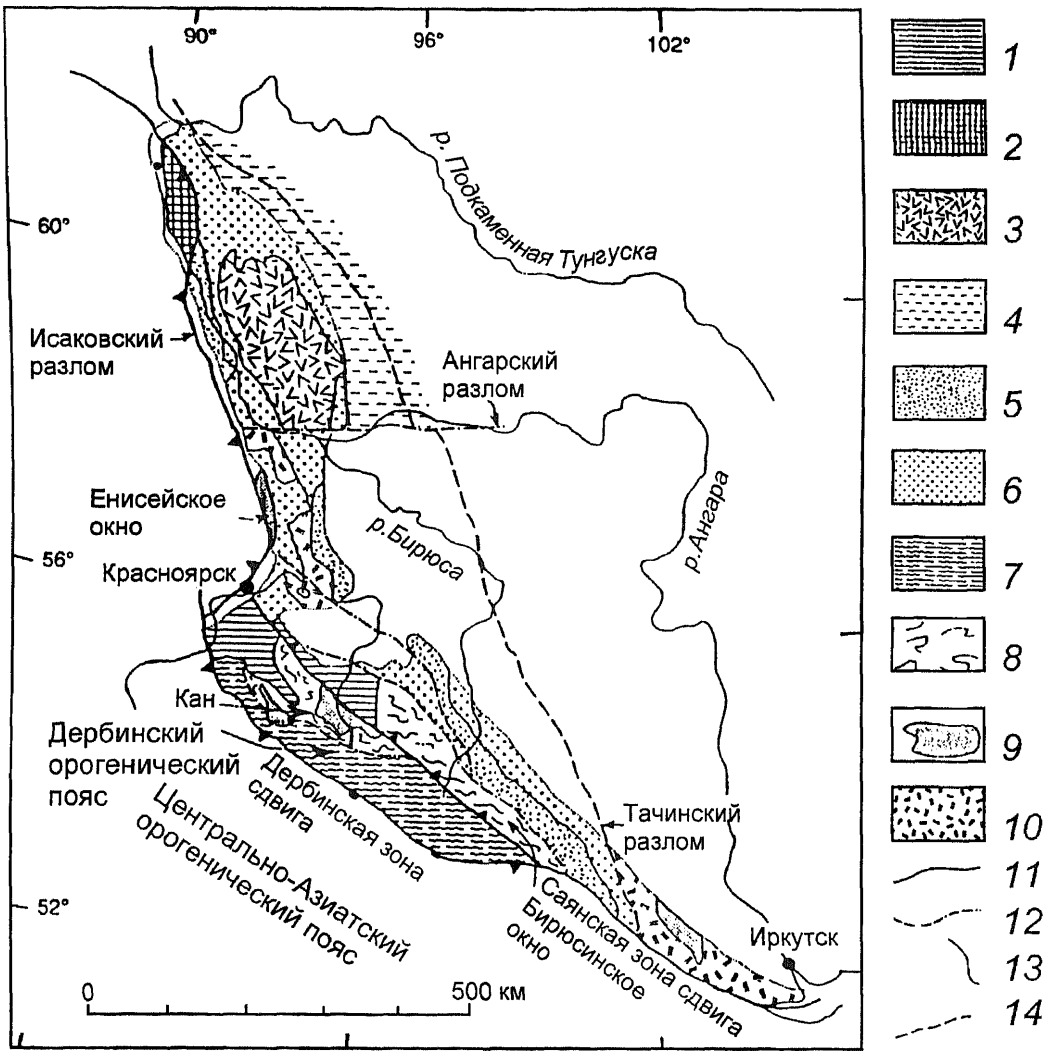


Рис. 5-5. Обобщенная геологическая карта докембрия Енисейского кряжа и прилегающих районов вдоль юго-западного края Сибирского кратона (по О.М.Розену и др.)

1–4 – палеозой и поздний протерозой: *1* – девонские вулканиты и граниты, *2* – Исаковский покров, рифейские мафиты и ультрамафиты, *3* – рифейские вулканиты, осадки и гранитоиды, *4* – мощный деформированный рифейский чехол; *5–7* – ранний протерозой: *5* – гранитоиды Саянского и Таракского комплексов, 2,0–1,8 млрд лет, *6* – деформированные метавулканиты и метаосадки, *7* – парагнейсы, карбонаты и основные вулканиты, 2,2–1,8 млрд лет; *8–10* – архейский фундамент: *8* – ТТГ–зеленокаменный комплекс, 2,8–2,7 млрд лет, *9* – главные зеленокаменные пояса, 2,8–2,7 млрд лет, *10* – эндербито–чарнокитовый комплекс, 3,3–2,7 млрд лет; *11* – главные зоны сдвигов; *12* – другие значительные разломы; *13* – северо-восточная граница обнажений; *14* – примерный восточный край Ангарского складчатого пояса

ленокаменной области; возраст ЗКП, ограниченных разломами, определен в 3,2 млрд лет, следовательно, они принадлежат среднему архею. На остальной площади блока развиты различные гнейсы и амфиболиты, в основном супракрустального происхождения, а также гранито-гнейсы и мигматиты, которые преобладают; метаморфизм в основном амфиболитовой фации с переходом к гранулитовой. Метаморфизм, а также гранитизация имели место в конце архея, 2,6 млрд лет т.н., а наиболее молодые граниты имеют возраст 1,9 млрд лет.

Другим крупным блоком Присаянской полосы является *Бирюсинский блок*. Он также сложен в основном породами архейского возраста; в видимой нижней части это различные гнейсы амфиболитовой или гранулитовой фации, в верхней – супракрустальные глиноземистые сланцы, мраморы, амфиболиты. Архейский комплекс в северо-восточном обрамлении блока несогласно перекрыт нижнепротерозойской обломочной толщей, метаморфизованной в зеленосланцевой или низкотемпературной амфиболитовой фации.

Нижнепротерозойские образования заполняют также грабен, разделяющий Шарыжалгайский и Бирюсинский архейские блоки. Выполнение грабенов представлено обломочными и карбонатными осадками, включая железистые кварциты, а также вулканитами, преимущественно основными. Метаморфизм от зеленосланцевого до низкотемпературного амфиболитового. Возраст прорывающих эти образования гранитов – 1,9 млрд лет.

Третий крупный блок Присянской полосы – *Канский*, приурочен к южной части Енисейского кряжа, расположенной к югу от нижней Ангары. Он образован гнейсами гранулитовой фации высоких давлений, ассоциирующимися с чарнокитами и анортозитами и очевидно более молодыми амфиболитами, гнейсами и кристаллическими сланцами в основном первично вулканогенного происхождения, вероятно представлявшими выполнение зеленокаменных поясов. Архейский – 2,6 млрд лет – возраст всего комплекса определен по прорывающим его пегматитам.

Наиболее молодым структурным элементом фундамента Сибирского кратона является *Акитканский вулкано-плутонический пояс*, простирающийся вдоль юго-восточного края кратона по северо-западному побережью оз. Байкал и прослеживающийся далее, по данным бурения, под чехлом. Видимая протяженность пояса 800 км при ширине до 100 км. Возраст слагающих его пород заключен в пределах 1,9–1,7 млрд лет, т.е. это верхи нижнего протерозоя. В основании пояса залегают несогласно на более древних нижнепротерозойских гранитах конгломераты и песчаники; вулканиты – от основных до кислых, отличаются повышенной щелочностью. Плутонические разности субвулканического происхождения представлены гранит- и сиенит-порфирами, гранодиоритами и гранитами типа рапакиви.

Интерполяция данных по обнаженным участкам докембрийского фундамента Сибирского кратона, а также данных бурения, изучения ксенолитов из кимберлитовых трубок и анализ ориентировки магнитных и гравитационных аномалий дали возможность составить общую схему структуры фундамента, приведенную на рисунке 5-6. В этой структуре можно прежде всего различать три сектора: западный, северо-восточный и юго-восточный. Первые два отделены от последнего подвижным поясом северо-восточного простирания, пересекающим платформу от ее южного угла близ Иркутска до слияния Лены и Вилюя и включающим Акитканский вулкано-плутонический пояс, Уринский выступ байкальского складчатого комплекса и их вероятное погребенное продолжение, Вилюйский палеозойский рифт и возникшую над ним одноименную синеклизу. К юго-востоку от этого Лено-Вилюйского пояса располагается Алдано-Становой щит, отдельные блоки Алданского мегаблока которого прослеживаются под вендско-палеозойским чехлом вплоть до Ленского разлома – юго-восточной границы пояса.

К северо-западу от Ленского разлома располагается Анабарский мегаблок, состоящий из трех вытянутых в северо-западном направлении блоков, границы между которыми установлены в обнаженном Анабарском массиве в виде Котуйканской и Биляхской зон разломов. Блоки эти – Маганский, Далдынский и Оленекский; первые два, в основном гранулитовые, – архейские, последний – частично нижнепротерозойский (на юго-западе), частично архейский, надстроенный Экитским раннепротерозойским вулкано-плутоническим поясом. Третий, западный мегаблок фундамента, отделен от северо-восточного меридиональным Байкало-Таймырским разломом, пересекающим всю платформу. Этот мегаблок – Тунгусский, обнажен лишь в Шарыжалгайском поднятии на крайнем юго-западе, и можно подозревать, что он обладает достаточно сложной внутренней структурой. На западе он окаймляется Енисейским подвижным поясом, включающим Присаянскую полосу выходов раннего докембрия (Канский и Бирюсинский выступы) и его обнажения в Енисейском кряже. Отличием этого пояса, как и Оленекского на противоположном фланге кратона, а также Акитканского, от остальной площади кратона, сложенной в основном археем, причем глубокометаморфизованным, является присутствие мощных нижнепротерозойских образований, осадочных и магматических, возникших скорее всего в условиях активных континентальных окраин.

Кратонизация Сибирской платформы с коллизией слагающих ее фундамент блоков завершилась во вто-

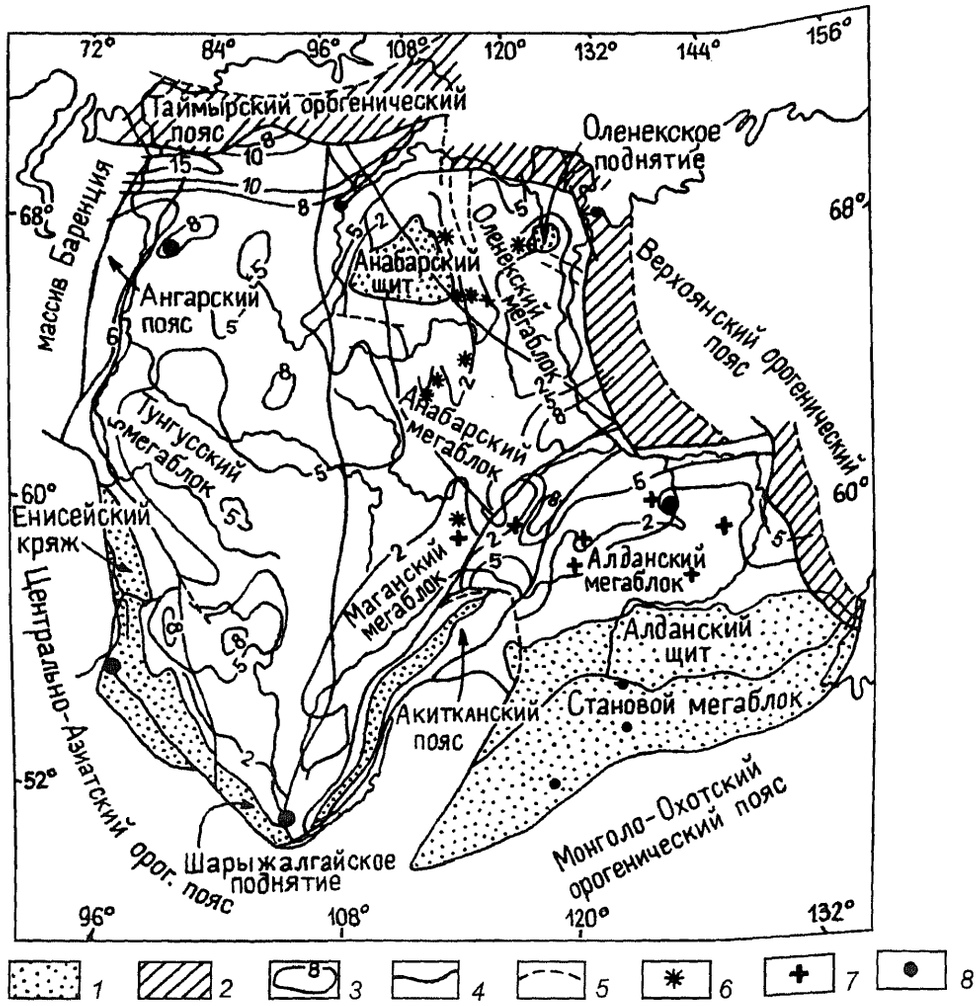


Рис. 5-6. Тектоническая карта Сибирского кратона (по О.М.Розену и др.)

Показывает докембрийские коровые провинции фундамента. 1 – области основных выходов фундамента на поверхность; 2 – палеозойские и мезозойские надвиговые пояса периферии кратона; 3 – мощность платформенного чехла (контуры, в км); 4 – главные сутуры; 5 – разломы в платформенном чехле; 6 – пояса кимберлитов; *7* – то же, с коровыми ксенолитами; *8* – скважины, вскрывшие докембрийский фундамент

рой половине раннего протерозоя, в основном к 1,9–1,8 млрд лет т.н., а в раннем рифее началась авлакогенная стадия ее развития.

5.1.2. Ранние авлакогены и чехол платформы

Рифейские авлакогены образуют в теле Сибирского кратона довольно сложную сеть. Они выклиниваются к центру кратона и, напротив, открываются в сторону периферических подвижных поясов, с середины позднего рифея океанских бассейнов – Палеоазиатского, Протопацифика (рис.5-7). В раннем рифее такие рифты – авлакогены, заложились в основном в северной части платформы, по обе стороны Анабарского массива, на юго-востоке, на восточной периферии Алдано-Станового щита, и на юге, в вершине Байкало-Патомского входящего угла Центрально-Азиатского подвижного пояса. Заполнялись эти рифтовые троги мелководно-морскими песчано-глинистыми и карбонатными осадками; на севере, в обрамлении Анабарского щита, и юго-востоке, на склоне Алданского щита, в низах рифея залегает красноцветная крупнообломочная формация. Местами в разрезе присутствуют вулканиты.

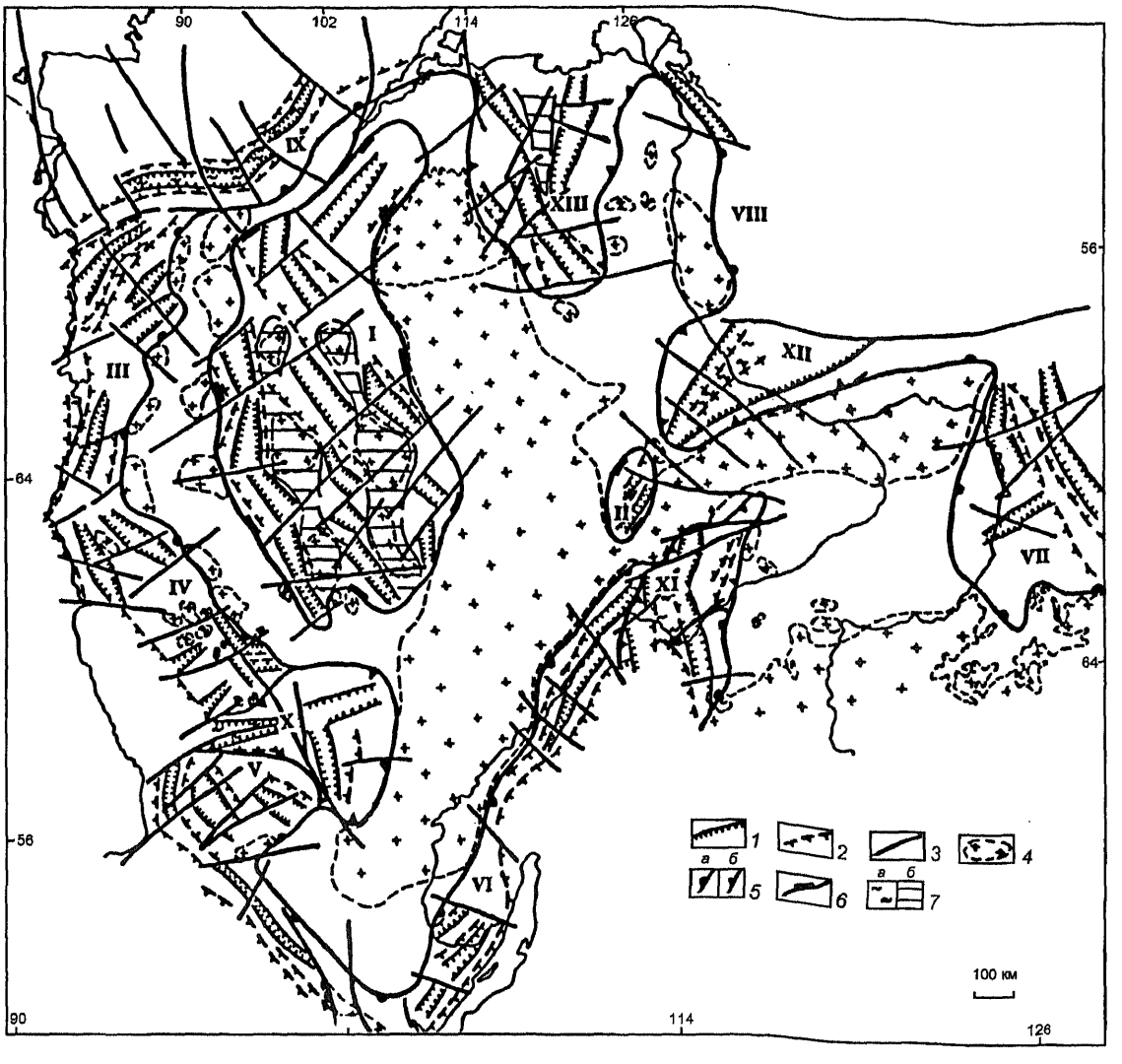


Рис. 5-7. Схема рифейских осадочных бассейнов Сибирской платформы (по И.Н.Пешковой и И.В.Долматовой)

1 – разломы сбросового типа, ограничивающие осевые зоны грабенообразных впадин на ранней стадии рифтогенеза (R_1); *2* – разломы сбросового типа, осложняющие грабенообразные впадины на поздней стадии рифтогенеза (R_{2-3}); *3* – основные разломы фундамента; *4* – области отсутствия рифейских отложений; *5* – границы бассейнов пассивных континентальных окраин, осложненные: *а* – окраинноконтинентальными рифтами, *б* – краевыми поперечными рифтами; *6* – границы надрифтовых депрессий; *7* – валы и поднятия: *а* – инверсионные, *б* – унаследованные. Рифейские осадочные бассейны: I–II – надрифтовых депрессий: I – Северо-Тунгусский, II – Ыгыатта-Мархинский; III–IX – пассивных континентальных окраин, осложненных окраинноконтинентальными рифтами; III – Хантайско-Хараелахский, IV – Байкитский, V – Чуно-Бирюсинский, VI – Предпатомский, VII – Алдано-Майский, VIII – Предверхоянский, IX – Енисей-Хатангский; X–XIII – пассивных континентальных окраин, осложненных краевыми поперечными рифтами: X – Иркинеево-Ванаварский, XI – Уринский, XII – Вилюйский, XIII – Уджинский

В *среднем и позднем рифее* почти повсеместно преобладали мелководно-морские условия с накоплением терригенных и/или карбонатных осадков с локальным участием продуктов вулканизма.

Особенностью рифейского этапа развития Сибирской платформы, по сравнению с Восточно-Европейской является то, что осадконакопление не ограничивалось рифтовыми трогами, а распространялось и за их пределы. Устойчиво приподнятыми в течение всего рифея оставалась помимо Алдано-Станового и Анабарского щитов Непско-Ботуобинская антеклиза, пересекавшая платформу почти от ее южного угла в

северо-восточном направлении. Помимо этого, существовали полосы поднятий в западной и северо-восточной части платформы. Наибольшие мощности рифея накопились в периферических зонах платформы – на западе в Иркинеевском и Туруханско-Игарском авлакогенах, на юге, в Уринском авлакогене, на юго-востоке – в Алдано-Майской впадине, а также непосредственно северо-западнее Анабарского щита, в Котуйском авлакогене. Мощность рифея здесь достигает 5–7 км.

В *позднем рифее* периферические зоны кратона превратились в пассивные окраины новообразованных океанских бассейнов – Палеоазиатского и Протопацифика, перед вендом в краевых частях этих бассейнов уже начались деформации, связанные с аккрецией вулканических дуг, которые привели к началу кембрия к образованию в юго-западном и южном обрамлении платформы участков возвышенной суши, отделивших платформенное море от Палеоазиатского океана.

Внутренние районы платформы на рубеже рифея и *венда* так же испытали почти полное осушение, за которым, однако последовала трансгрессия, охватившая почти всю ее площадь и открывшая новый, плитный этап ее развития. Преобладающим типом вендских отложений были известняки и доломиты, в некоторых районах с примесью сульфатов, указывающих на повышенную соленость.

В раннем *кембрии* растущая изоляция Сибирского эпиконтинентального моря возникшими по его западной и южной периферии поднятиями привела к превращению его южной и центральной частей в огромный солеродный бассейн с отложением не только каменной, но и калийных солей. В Иркутском «амфитеатре» мощность соленосной толщи достигла 2 км. На востоке и севере солеродный бассейн отделялся барьерным рифом от открытого моря нормальной солености, в котором отлагались битуминозные известково-глинистые осадки «сибирского доманика» пониженной мощности, местами не компенсировавшие тектоническое погружение.

В среднем и особенно позднем кембрии площадь соленакопления сократилась, отступая к югу; эвапориты сменялись карбонатами, а на западе и юго-западе платформы в позднем кембрии отлагались обломочные красноцветы за счет сноса с Енисейско-Саянского орогена.

В *ордовике* – раннем карбоне платформа была занята мелководным бассейном с пестрым и изменчивым во времени характером осадков и с неоднократными перерывами в их накоплении, связанными с неустойчивым и дифференцированным прогибанием. Общей закономерностью является увеличение интенсивности погружения и постоянства открыто-морских условий в северо-западном направлении – в направлении Таймыра. В более южных районах море на некоторых участках отличалось повышенной соленостью.

В конце *силура и девоне* южная часть платформы, примыкающая к Байкало-Патомскому орогену, стала испытывать растущее воздействие деформаций сжатия со стороны последнего. Это привело к вовлечению рифейско-силурийского чехла Предпатомского прогиба в складчато-надвиговые дислокации, чему способствовало развитие соленосной толщи в нижнем–среднем кембрии. Деформации продолжались здесь и в карбоне.

В это же время завершилась инверсия Уринского авлакогена, а в западной части платформы под влиянием Енисейско-Саянского орогена началось образование валов Турухано-Норильской зоны дислокаций.

К девону же относится заложение (или возрождение) Вилюйского рифта-авлакогена, сопровождавшееся в среднем–позднем девоне мощным бимодальным вулканизмом повышенной щелочности. Здесь же в девоне накопилась соленосная толща, с которой позднее оказались связанными проявления соляной тектоники.

Девон явился и основной эпохой кимберлитового магматизма, в наибольшей мере проявленного к юго-востоку от Анабарского щита между ним и Вилюйской синеклизой, возникшей в мезозое на основе средне- и позднепалеозойского рифта.

В раннем *карбоне* на северо-востоке платформы образовался еще один рифт – Кютюнгдинский, меньшего размера и менее длительного развития, чем Вилюйский.

Граница раннего и среднего карбона – один из важных переломных рубежей в развитии Сибирской платформы. В это время основной областью погружений становится крупная Тунгусская синеклиза, частично наложенная на северо-западный склон Непско-Ботуобинской антеклизы. Впрочем, впервые контуры этой синеклизы наметились еще в ордовике по повышенной мощности отложений по сравнению со смежными структурами.

В среднем–позднем карбоне и *перми*, после относительно кратковременного поднятия и размыва, в Тунгусском бассейне накопилась лимническая угленосная формация с отдельными следами морских вторжений с северо-запада. В значительно меньшей мощности эта формация отлагалась и в расположенной юго-западнее Тунгусского бассейна и меньшей по размерам Канско-Тасеевской синеклизе. Между тем на востоке платформы, в Вилюйской синеклизе и Кютюнгдинском грабене верхний палеозой развит в морских фациях, отражая проникновение морских вод со стороны современного Верхоянья, представлявшего пассивную окраину Палеопацифика.

На рубеже перми и *триаса* в истории Сибирской платформы произошло крупное событие – Тунгусская

синеклиза стала ареной мощного траппового магматизма. Суммарная мощность базальтовых покровов на севере достигает 3,5 км, а силлов долеритов – превышает 1 км. Особый интерес представляют распространенные в северо-западной части синеклизы, в районе Норильска, относительно крупные дифференцированные, от пикритовых долеритов в нижней части до кварцевых габбро-долеритов и даже гранодиоритов – в верхней, плутоны, с которыми связаны богатые сульфидные медно-никелевые руды.

Интрузивный трапповый магматизм не ограничился в своем распространении Тунгусской синеклизой, а проявился на значительно большей площади – на севере до южного Таймыра, а на юге до Непско-Ботуобинской антеклизы включительно. К северо-востоку от Тунгусской синеклизы и к северо-западу от Анабарского щита в Маймеча-Котуйской зоне трапповая формация замещается несколько более молодой ультраосновной–щелочной, с крупными кольцевыми плутонами, из которых Гулинский является наиболее крупным в мире. Проявления магматизма этого типа известны и к юго-западу от Тунгусской синеклизы, а в Анабаро-Оленекско-Алданской полосе возобновился кимберлитовый магматизм. Эта эпоха интенсивного магматизма закончилась в основном в среднем триасе.

В конце триаса завершилось и формирование на восточной периферии Тунгусской синеклизы Туруханско-Норильской зоны дислокаций, очевидно под влиянием импульсов сжатия с запада, со стороны современной Западно-Сибирской мегасинеклизы, погружение которой началось в средней юре. В это же время на месте Вилюйского авлакогена образовалась более широкая одноименная синеклиза, представлявшая залив морского бассейна, занимавшего Верхоянье. На короткое время, в конце ранней – начале средней *юры* этот залив превратился в Ангаро-Вилюйский пролив, протянувшийся к западу поперек платформы. В мелу Вилюйская синеклиза заполнялась мощной угленосной формацией. В это время она слилась с новообразованным Предверхоянским прогибом. На севере последний смыкался с широтной Лено-Анабарской зоной опусканий, в свою очередь соединявшейся с образовавшимся также в начале юры крупным Енисей-Хатангским прогибом. Эти структуры и определили современный северный и северо-восточный контуры Сибирской платформы.

Развитие южной половины платформы в юрском периоде проходило под воздействием значительной активизации поднятий в Саяно-Байкальском обрамлении и субдукции коры Монголо-Охотского бассейна под Становой пояс. Следствием этих процессов явилось образование предгорных прогибов в Присаянской зоне – Канско-Тасеевской и Иркутской впадин, и рифтогенного Предстанового прогиба – Чульманской и других впадин, выполненных молассоидной континентальной угленосной формацией мощностью до 2–4 км. Становой пояс, а отчасти юг Алданского мегаблока в юре и *раннем мелу* стали ареной интенсивной магматической, в основном интрузивной деятельности. Она выразилась в образовании многочисленных плутонов гранитоидов, а в раннем мелу распространилась на Алданский мегаблок, где получили распространение щелочные граниты и лавы андезитов и риолитов. С мезозойскими гранитоидами Алдано-Станового щита связано важное скарновое и гидротермальное оруденение.

Поздний мел и палеоген явились временем значительного снижения тектонической активности. Сибирская платформа превратилась в низкую сушу, лишь постепенно втягивавшуюся в раннем кайнозое в поднятие. Это поднятие стало более энергичным в *неогене–квартере*, наиболее ярко проявившись в образовании высокого, почти 2 км, плато Путорана на месте Тунгусской синеклизы и в вовлечении Станового пояса вместе со смежной Байкальской горной страной в новейшее горообразование Центральной Азии.

Общая структура Сибирской платформы, сложившаяся в итоге ее длительного развития в основном уже к середине мела, вырисовывается в следующем виде (рис.5-8).

В этой структуре прежде всего обращает на себя внимание пережим, который испытывает площадь платформы между двумя входящими углами, образованными вершиной позднепалеозойской Байкальско-Патомской дуги – выступа Центрально-Азиатского подвижного пояса вместе с Уринским авлакогеном, с одной стороны, и выступом фронта позднемезозойской Верхоянской складчатой системы вместе с Вилюйским авлакогеном и синеклизой, с другой. Эта Лено-Вилюйская линеаментная зона отсекает от основного тела платформы крупную Алданскую антеклизу, в южной части которой расположен Алдано-Становой щит, а в северной – Якутский свод, где фундамент залегает на глубине менее 1 км. Практически по всему своему периметру Аладнская антеклиза ограничена разломами, о которых уже говорилось выше при характеристике Алдано-Станового щита.

Разлом, проходящий по северо-западному краю антеклизы, отделяет ее от Вилюйской синеклизы, довольно просто построенной по мезозойскому комплексу, где она осложнена лишь Хапчагайским инверсионным осевым валом, и значительно более сложно – на палеозойском уровне. Здесь в ее структуре выделяется центральный Сунтарский горст с залеганием фундамента непосредственно под юрой, а по обе стороны от него – грабен-прогибы, Ыгыаттинский на западо-северо-западе и Кемпендяйский на восток-юго-востоке, глубиной, соответственно, в 7 и 9 км. А глубина по-

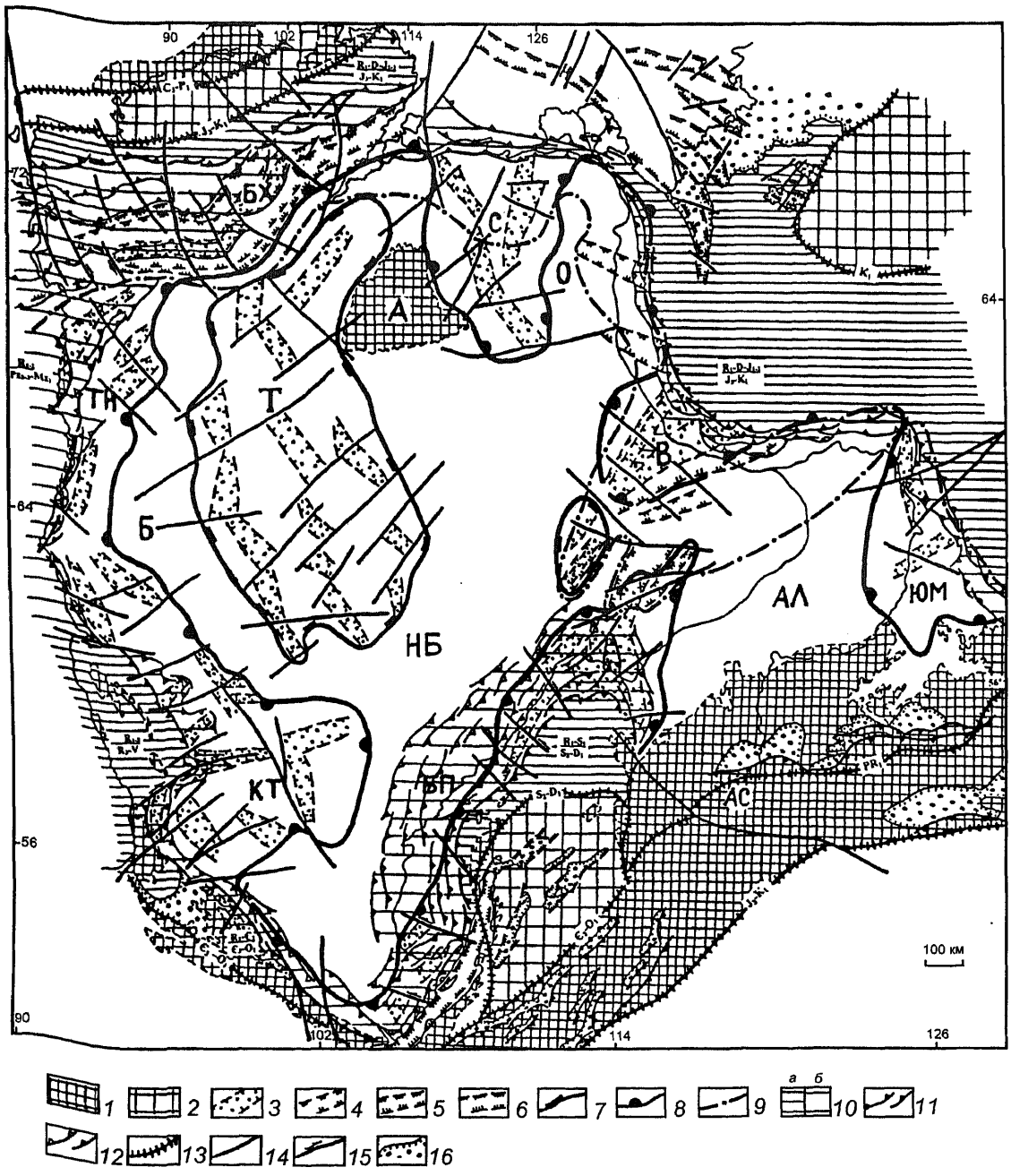


Рис. 5-8. Схема плитно-тектонического районирования Восточно-Сибирской платформы (по И.Н.Пешковой и И.В.Долматовой)

1 – выходы на земную поверхность кристаллического фундамента архей-раннепротерозойского возраста; *2* – палеомикроконтиненты; *3–6* – континентальные рифты и палеорифты: *3* – рифейские (R_{1-3}), *4* – среднепалеозойские (D_3–C_1), *5* – раннемезозойские (T–J_1), *6* – позднемезозойско-кайнозойские (K_2–Q); *7* – границы рифейских надрифтовых депрессий; *8* – границы рифейских пассивных палеоокраин; *9* – границы девонских пассивных палеоокраин; *10* – пассивные палеоокраины, трансформированные в результате столкновения плит (числитель – время формирования, знаменатель – время трансформации): *а* – сильнотрансформированные (покровно-надвиговые зоны складчатых обрамлений), *б* – слаботрансформированные (взбросо-надвиговые зоны краевых частей платформы); *11* – граница покровно-надвиговых зон складчатых обрамлений; *12* – зона развития взбросо-надвиговых образований краевых частей платформы; *13* – швы столкновения плит (индекс – время столкновения); *14* – разрывные нарушения; *15* – сдвиги; *16* – наложенные посторогенные впадины. *Щиты*: А – Анабарский, АС – Алдано-Становой, О – Оленекский свод. *Антеклизы*: Б – Байкитская, НБ – Непско-Ботуобинская (Центрально-Сибирская). *Синеклизы*: Т – Тунгусская, КТ –Канско-Тасеевская, В – Вилюйская, ЕХ – Енисей-Хатангский прогиб, ЮМ – Юдомо-Майская впадина, С – Суханская впадина. *Зоны дислокаций*: ТН – Туруханско-Норильская, БП – Байкало-Патомская, АЛ – Алданская моноклиза

гружения фундамента в «устьевой» части синеклизы, у Верхоянского надвигового фронта, достигает 14 км.

Расположенное южнее замыкания Вилюйской синеклизы Уринское инверсионное поднятие отделяется от склона Алданской антеклизы Березовским прогибом и сопровождается на востоке Нюйско-Джербинской впадиной, которая переходит к юго-западу в Предпатомский прогиб, простирающийся вдоль надвигового фронта западного фланга Байкало-Патомской дуги. Выполнен Предпатомский прогиб среднерифейско-силурийскими отложениями, его глубина превышает 9 км. Юго-восточное крыло прогиба перекрыто надвигами, а северо-западное плавно переходит в склон другой крупной структуры южной части платформы – Непско-Ботуобинской антеклизы, в своде которой фундамент приподнят до глубины 1,2 км. Кембро-силурийские отложения Предпатомского прогиба, склона и юго-восточного погружения Непско-Ботуобинской антеклизы под воздействием сжатия со стороны Байкало-Патомского орогена сорваны по подошве нижнекембрийской соленосной толщи со своего основания и смяты в систему асимметричных, наклоненных к северо-западу и осложненных надвигами складок; это так называемая Ангаро-Ленская зона дислокаций.

К западу от юго-западного погружения Непско-Ботуобинской антеклизы, между ней, южным окончанием надвигового фронта Байкало-Патомской складчатой области и аналогичным фронтом Саянского горного сооружения расположена Присаянско-Енисейская синеклиза. На севере она ограничена широтным Ангаро-Вилюйским разломом и приуроченной к нему зоной Приангарских дислокаций, наследующей Иркинеевский авлакоген. Северная часть данной синеклизы нередко выделяется как самостоятельная Канско-Тасеевская синеклиза; в ее пределах фундамент погружен до глубины более 8 км. Южная часть синеклизы, зажатая между Саянами и Байкальским нагорьем, известна со времен Э.Зюсса как Иркутский амфитеатр; его западная половина занята юрским Иркутским каменноугольным бассейном. Венд-силурийский комплекс отложений развит на всей площади Присаяно-Енисейской синеклизы; в Канско-Тасеевской синеклизе к нему присоединяется каменноугольно-нижнетриасовый комплекс, аналогичный тунгусскому, но менее мощный, а также юрский угленосный, принадлежащий западному окончанию Ангаро-Вилюйского прогиба. Западная часть Присаяно-Енисейской синеклизы перекрывает позднерифейско-вендский молассовый передовой прогиб Енисейского кряжа и Восточного Саяна.

Северная часть платформы, расположенная к северу от Ангаро-Вилюйской и Лено-Вилюйской зон разломов, занята в основном двумя крупнейшими структурами: Тунгусской синеклизой на западе и Анабарско-Оленекской антеклизой на востоке. Глубина первой превышает 12 км, а вторая имеет своей основной вершиной Анабарский массив, нередко именуемый щитом, а побочной – расположенный на северо-востоке Оленекский свод с небольшим выступом фундамента в центре. Между ними в северо-северо-западном направлении простирается сложный, заложенный еще в рифее авлакоген, унаследованный Суханским прогибом. Оленекский свод на юге обрезан другим рифтом – позднепалеозойским Кютюнгдинским грабеном. Северо-западный крутой склон Анабарской антеклизы переходит в глубокий, наметившийся еще в рифее Котуйский прогиб, примечательный своим триасовым щелочно-ультраосновным магматизмом.

К юго-востоку от Тунгусской синеклизы, между ней и байкальским сооружением Енисейского кряжа, выделяется небольшая Байкитская антеклиза, на юге ограниченная Ангаро-Вилюйским разломом. Эта структура важна и интересна тем, что в ее пределах были впервые обнаружены крупные залежи нефти в рифейских отложениях. В своей западной части она наложена на передовой позднерифейско-вендский прогиб Енисейского кряжа. Севернее Байкальской антеклизы Тунгусская синеклиза ограничена на западе Туруханско-Норильской зоной дислокаций, о которой речь уже шла выше.

Мощность земной коры под Сибирским кратоном составляет 35–60 км, достигая максимума на юго-востоке, под Становым поясом. Мощность литосферы так же максимальна под восточной частью кратона – 150–200 км, снижаясь на западе и северо-западе до 130–140 км.

5.2. Китайско-Корейская древняя платформа

Эта платформа, именуемая еще Сино-Корейской (Синия – латинское название Китая), обладает, подобно Сибирской, раннедокембрийским фундаментом. Она вытянута в широтном направлении от гор Алашань на западе до Японского и Желтого морей на востоке (рис.5-9). На севере она отделена зоной разломов от Урало-Охотского палеозойского складчатого пояса, а на юге ее окаймляет палеозойско-раннемезозойский складчатый пояс Циньлин. Этот последний резко оборван на востоке субмеридиональным разломом Танлу (Танчен-Луцзян), смещающим его восточное продолжение на 500 км к северу таким образом, что оно оказывается уже в основании п-ова Шаньдун. Отсюда южная разломная граница платформы следует через Желтое море в Корею, северная часть которой относится к рассматриваемой платформе, а южная – к Южно-Китайской (см. ниже).

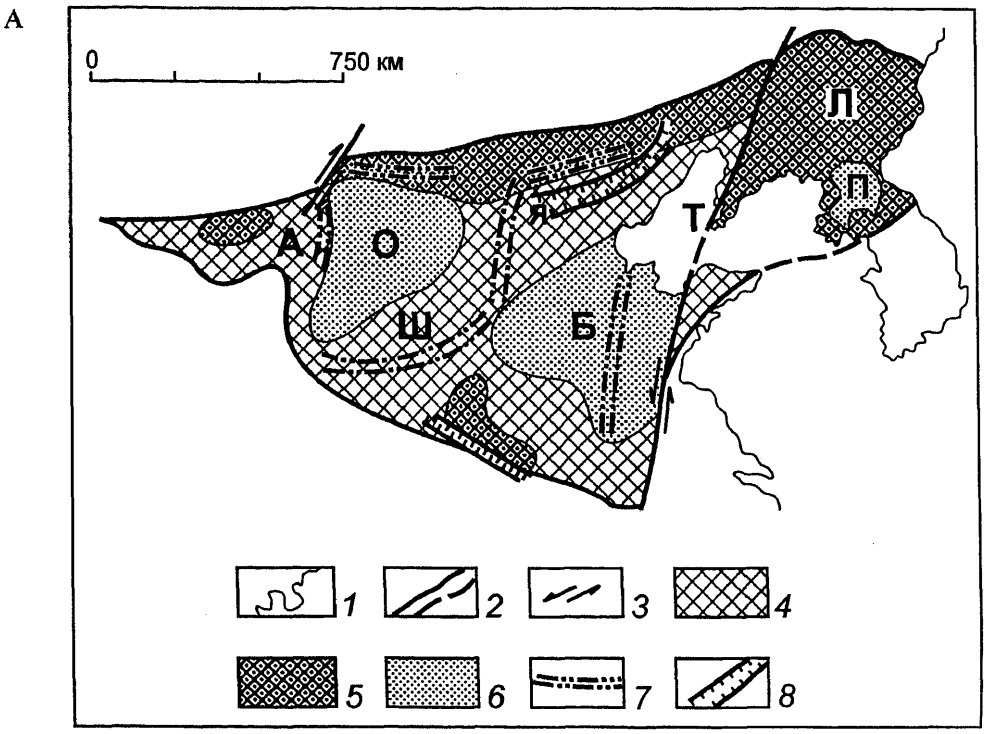


Рис. 5-9. Китайско-Корейская платформа

А – тектоническая схема. *1* – береговая линия; *2* – границы платформы (пунктиром – в море); *3* – сдвиги; *4* – области преимущественного развития домезозойского осадочного чехла; *5* – выступы раннедокембрийского фундамента; *6* – синеклизы, выполненные мезозойскими и/или кайнозойскими отложениями, а также палеозойская Пхеннамская впадина; *7* – кайнозойские рифты; *8* – средне- и позднепротерозойские рифты. А – Алашаньский массив; О – Ордосская синеклиза; Ш – антеклиза Шаньси; Б – Хэхуайская (Бохайская) синеклиза; Л – Ляодунское поднятие; Т – сдвиг Танлу; П – Пхеннамская синеклиза; Я – Яншаньский авлакоген.

Б – тектоническое подразделение метаморфического фундамента северной части Северо-Китайского кратона (по Ц.Ли и др.). 1 – среднеархейский континентальный блок; 2 – рифт Лулян-Жонгтяо; 3 – надвиговые границы; 4 – верхнеархейские хондалиты Ордосского блока; 5 – верхнеархейский гранулитовый пояс; 6 – восточная граница Ордосского блока; 7 – супракрустальные ТТГ-комплексы, связанные с западной Шандунь-Ляонинской позднеархейской активной континентальной окраиной; 8 – ранне-позднепротерозойский орогенный пояс Гуян-Северный Хэбей; 9 – разломы; 10 – Фупинская аккреционная призма; 11 – верхнеархейский островодужный комплекс Вутай-Донфен; 12 – тектонические границы; 13 – верхнеархейский гранито-гнейсово-гранулитовый высоких давлений пояс Хеншан-Ченде; 14 – Южно-Ляонинский палеопротерозойский рифт; 15 – южная граница гранулитовой провинции (изограда Орх)

5.2.1. Фундамент платформы

Наиболее значительную площадь выходы на поверхность раннедокембрийского фундамента рассматриваемой платформы занимают к востоку от разлома Танлу, по обе стороны Желтого моря – на севере в провинциях Ляонин и Цзилин и в Северной Корее, на юге – в провинции Шаньдун. Их иногда объединяют под названием Сино-Корейского щита. Полоса выходов фундамента вдоль северной периферии платформы к западу от разлома Танлу простирается через Внутреннюю Монголию (Ней Монгол) в восточный Хэбей. Она отвечает хорошо выраженному гранулитовому поясу, сформированному в конце архея – начале протерозоя. Фундамент выступает также в своде антеклизы Шаньси, пересекающей платформу в северо-северо-восточном направлении, в районе Хэхуей к западу от разлома Танлу и, наконец, на северо-восточном склоне хребта Циньлин.

Наиболее древние, заведомо *раннеархейские* образования обнаружены в районе Аншаня в провинции Ляонин. Это трондьемиты с точно установленным возрастом 3,8 млрд лет. Значительно более широко распространены *среднеархейские* образования, преимущественно гнейсы ТТГ-типа. Они известны в том же районе Аншаня в составе гранулито-гнейсового пояса Внутренней Монголии – восточного Хэбея и в Шаньдуне.

Еще более широко развиты гранит-зеленокаменные террейны, наиболее типично представленные на

Б

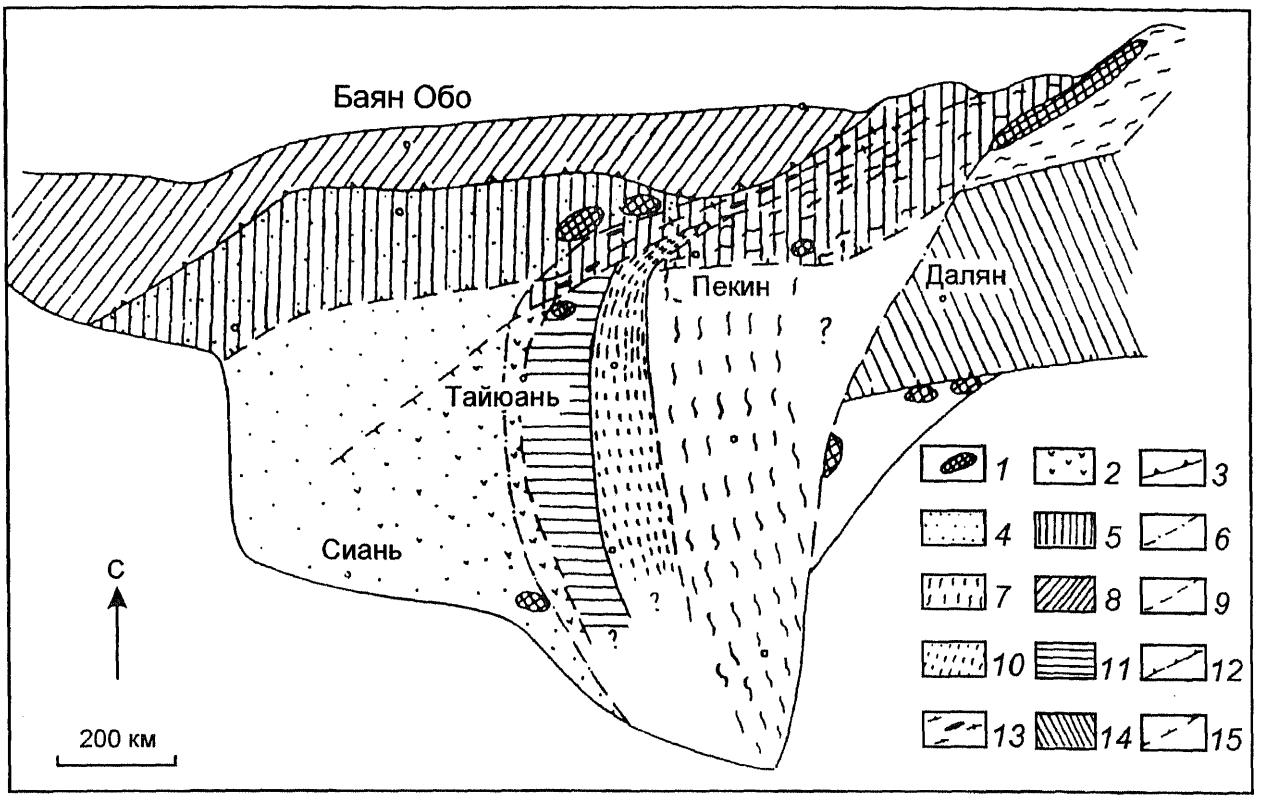


Рис. 5-9 (окончание)

северо-востоке, опять же в районе Аншаня в провинции Ляонин, а также на юге, на северном склоне хр. Циньлин. В последнем районе установлена весьма типичная для ЗКП последовательность пород, от коматиитовых и толеитовых базальтов через известково-щелочные вулканиты до осадочных образований – граувакк и железистых кварцитов. Этот комплекс Донфен метаморфизован в амфиболитовой фации и прорван сначала натровыми, а затем и калиевыми гранитоидами с возрастом около 2,5 млрд лет. В южном направлении его сменяет примерно одновозрастный комплекс Тайхуа, метаморфизованный уже в гранулитовой фации. То же происходит с гранит-зеленокаменными образованиями в западной части пояса Внутренней Монголии – восточного Хэбея. Гранит-зеленокаменные комплексы выступают на поверхность еще в своде антеклизы Шаньси и в районе Хэхуай к западу от разлома Танлу. Возраст всех этих образований считается древнее 2,8 млрд лет; этот рубеж получил в Китае название фупинского орогенеза и он рассматривается в качестве границы мезо- и неоархея. В ядре антеклизы Шаньси и, возможно, восточном Хэбее присутствуют архейские зеленокаменные пояса более молодого возраста, испытавшие метаморфизм уже на уровне 2, 5 млрд лет т.н.; эта эпоха орогенеза называется здесь вутайской. Она, по существу, привела к кратонизации практически всей площади Китайско-Корейской платформы. Кратонизация эта была, однако, неполной, и в *раннем протерозое*, особенно первой его половине, до 2,1–2,0 млрд лет т.н., в результате деструкции архейской коры получили развитие глубокие эпсиалические троги – протоавлакогены, или интракратонные протогеосинклинали, заполняемые мощными, до 10 км, толщами бимодальных вулканитов, обломочных, глинистых и карбонатных пород, в дальнейшем метаморфизованных в зеленосланцевой фации. Подобные образования (супергруппа Хуто) развиты в нижней половине палеопротерозоя в антеклизе Шаньси. Там же во второй половине этого эона получили более широкое распространение отложения супергруппы Соншан, уже протоплатформенного типа, в основном кварциты и карбонаты. Оба стратиграфических подразделения были деформированы, метаморфизованы и прорваны гранитами в лулянскую эпоху диастрофизма 1,8–1,7 млрд лет т.н., причем этот орогенез сопровождался и накоплением более грубообломочных осадков. Дислоцированность отложений довольно значительна – изоклинальная складчатость, кливаж.

Помимо антеклизы Шаньси и северного склона хр. Циньлин нижнепротерозойские образования распространены вдоль северной периферии платформы, от Внутренней Монголии до Ляонина. Далее к востоку полоса их развития огибает архейское ядро Сино-Корейского щита и протягивается в меридиональном направлении через северо-восточную Корею. Это чрезвычайно мощная (до 10–12 км) толща кварцитов, слюдистых сланцев, мраморов (характерны высокомагнезиальные разности) с бимодальными вулканитами и джеспилатами в основании, довольно интенсивно деформированная, метаморфизованная в амфиболитовой фации и прорванная гранитами. Она известна под названием Ляохэ в Китае и Мачхоллен в Северной Корее.

Лулянский орогенез конца раннего протерозоя довершил становление кристаллического фундамента Китайско-Корейской платформы. За ним последовало внедрение мощных роев долеритовых даек и становление плутонов анортозитов и гранитов рапакиви. Эта стадия кратонизации обнимает весь ранний *рифей* и перекрывается во времени началом авлакогенной стадии развития Китайско-Корейской платформы.

5.2.2. Ранние авлакогены и чехол платформы

Авлакогенная стадия весьма типично представлена в развитии Китайско-Корейской платформы. Рифтинг в ее пределах начался еще в конце раннего протерозоя, почти непосредственно после завершения лулянского орогенеза. На юге, к северу от хр. Циньлин он выразился в образовании рифта Сьюнгер, характеризовавшегося мощным щелочным бимодальным вулканизмом. Выше залегают средне- и частично верхнепротерозойские карбонаты, кварцитопесчаники, трахиандезиты и трахиты; последние датированы в 682± 60 млн лет. А в кровле всей этой последовательности находятся вендские тиллиты (~600 млн лет).

Самой примечательной структурой данной стадии является Яншаньский авлакоген к северу и северо-западу от Пекина, в котором в интервале 1800–800 млн лет т.н. накопилось более 9 км мелководно-морских осадков, преимущественно кварцевых песчаников и доломитов, обычно строматолитовых, с подчиненными аргиллитами, кремнями и щелочными вулканитами. Эти отложения, сочетающиеся в несколько крупных седиментационных циклов, перерывами и стратиграфическими несогласиями подразделяются на три «системы». Нижняя – Чанчен, в основном отвечает нижнему рифею; ее низы могут иметь еще раннепротерозойский возраст, а верхняя граница проходит на уровне 1400 млн лет т.н.. Средняя «система» – Дзисян, достаточно точно соответствует среднему рифею, заканчиваясь на рубеже 1000 млн лет т.н.. Верхняя «система» – Цинбайкоу, имеет возраст 1000–800 млн лет, т.е. является эквивалентом нижней половины верхнего рифея. Непосредственно выше согласно залегают отложения нижнего кембрия, и, таким образом, здесь отсутствуют осадки верхней половины верхнего рифея и венда, выделенные в Южном Китае в синийскую систему. Аналоги «системы» Цинбайкоу залегают в Пхеннамской впадине Северной Кореи непосредственно на раннедокембрийском фундаменте, а в провинции Ляонин северо-восточного Китая они выполняют глубокий рифт.

Третьим позднедокембрийским авлакогеном Китайско-Корейской платформы является Чортай-Боян-Обо, приуроченный к ее северо-западной окраине в районе хр. Йиншань. Разрез этого сложного авлакогена относится в основном к среднему протерозою и в общем аналогичен яншаньскому.

Еще два рифта северо-северо-восточного простирания, в общем параллельного Яншаньскому авлакогену, установлены в основании Ордосской синеклизы на западе платформы.

Накопление осадочного чехла началось на окраинах платформы в *венде* и даже в конце рифея, но широкое распространение он получил в раннем *кембрии* – среднем *ордовике*, отложения которых представлены мелководно-морскими обломочными в нижней ($Є_{1\ 2}$) и карбонатными в верхней ($Є_3$–$О_{1\ 2}$) части осадками мощностью в 2–3 км.

На *поздний ордовик – ранний карбон* падает крупный перерыв в осадконакоплении. В *среднем карбоне* погружения возобновились с отложением сначала карбонатной ($С_{2\ 3}$) , затем паралической угленосной ($С_3$–$Р_1$) и, наконец, красноцветной континентальной ($Р_2$–$Т_{1\ 2}$) формаций общей мощностью порядка 2 км.

В позднем *триасе* спокойное до этого развитие Китайско-Корейской платформы было прервано интенсивным воздействием сначала индосинийского (равного раннекиммерийскому) среднетриасового–раннеюрского, затем яншаньского (равного позднекиммерийскому) позднеюрского–раннемелового и, наконец, гималайского (равного альпийскому) палеоген-четвертичного орогенеза.

К первой из этих эпох относится коллизия Китайско-Корейского и Южно-Китайского (Янцзы) континентов с образованием Циньлинского орогена и на его восточном окончании огромного, в основном левого, сдвига Танлу, сместившего южную границу Китайско-Корейской платформы к северу в пределы южной части Шандуньского п-ова и центральной Кореи. Активизация тектонических движений сопровождалась вспышкой вулканизма, повторившейся и в следующие фазы.

Но главное значение в смысле деформаций чехла, дошедших до образования надвигов, и магматизма, выразившегося во внедрении значительного числа довольно крупных плутонов гранитоидов, имела вторая, собственно яншаньская эпоха диастрофизма.

Третья, кайнозойская эпоха была для платформы в основном эпохой рифтинга. В течение этой эпохи, начавшейся в эоцене, было сформировано две рифтовые системы общего северо-северо-восточного простирания – восточная, пересекающая дельту р. Хуанхэ, Бохайский залив Желтого моря и грабен Ляохэ далее к северу, и западная, протягивающаяся от подножья хр. Циньлин к хр. Яншань и известная под названием Фэнвей. Восточная система развивалась в основном в палеогене, а в неогене превратилась в плоскую депрессию; основной же период развития второй приходится на неоген–квартер, и она четко выражена в современном рельефе.

Отложения мезозоя и кайнозоя в чехле платформы являются целиком континентальными, в юре и раннем мелу угленосными и содержат продукты внутриплитной вулканической деятельности. Общая мощность чехла в рифтовых впадинах местами превышает 10 км.

Структура Китайско-Корейской платформы в главных чертах представляется в следующем виде. Вдоль северного края платформы в широтном направлении простирается поднятие Внутренней Монголии (Ней Монгол) – восточного Хэбея, с выходом на поверхность раннедокембрийского кристаллического фундамента. Оно осложнено на северо-западе среднепротерозойским авлакогеном Чортай-Баян-Обо. Другое поднятие фундамента – Алашаньское, занимает крайнюю западную часть платформы. Оно надвинуто на западный край смежной с востока овальной Ордосской синеклизы северо-северо-восточного простирания, выраженной в рельефе лессовым плато высотой до 1300 м. В основании фанерозойского чехла здесь выявлено два позднедокембрийских авлакогена того же простирания. В составе чехла, достигающего мощности 8 км, основное место занимают мезозойские континентальные отложения (T_3–K_1). Именно в это время Ордосская синеклиза приобрела свою современную конфигурацию и асимметричный профиль с крутым западным крылом, к которому примыкает наиболее прогнутая ее часть, и пологим широким восточным. Внутреннее строение бассейна лишь слабо осложнено пологими брахиморфными складками.

На юге и востоке Ордосская синеклиза окаймлена кайнозойской, в основном позднекайнозойской, рифтовой системой Фэнвей, которая отделяет ее в настоящее время от антеклизы Шаньси того же северо-северо-восточного простирания. Эта антеклиза выражена в рельефе высоким плоскогорьем, над которым отдельные гряды поднимаются до 2,5–2,9 км над уровнем моря. В осевой зоне антеклизы обнажен раннедокембрийский фундамент, разбитый разрывами на блоки, крылья сложены палеозоем, но в грабенах присутствует мезозой, а на востоке появляются меловые граниты. На северо-востоке к погружению антеклизы примыкает поднятие Бадалинь – продукт инверсии Яншаньского авлакогена в поздней юре – раннем мелу с сопутствующим гранитным плутонизмом.

К востоку от антеклизы Шаньси и к югу от Яншаньской зоны располагается обширная Северо-Китайская синеклиза, на северо-востоке граничащая с Сино-Корейским щитом, а на юге с Циньлинским орогеном. В рельефе синеклизе отвечает одноименная равнина и залив Бохай Желтого моря. Строение северной, Бохайской, и южной – Хэхуайской, частей синеклизы существенно различно. В северной части доминирующее значение имеет кайнозойская рифтовая система северо-северо-восточного простирания, протягивающаяся от дельты Хуанхэ до Шэньяна на северо-восток. Основной период ее развития – палеоген, мощность отложений которого составляет от 4 до 11 км. Внутреннее строение этой сложной рифтовой системы состоит из односторонних грабенов и разделяющих их горстов. Земная кора под Бохайской рифтовой системой утонена до 28–29 км, на 5–6 км по сравнению с окружающим пространством.

Южная, Хэхуайская часть синеклизы под тонким неоген-четвертичным покровом тоже имеет сложное блоковое строение, но ориентировка даже палеогеновых рифтов здесь преобладающе иная – широтная, а мощность коры от 30–31 км под рифтами до 35–38 км в их обрамлении.

На востоке Северо-Китайская синеклиза примыкает к Сино-Корейскому щиту, с которым на севере смыкается продолжение краевого поднятия Внутренней Монголии – восточного Хэбея. На юге Сино-Корейский щит включает Шаньдунский массив, отделенный Желтым морем от Ляодунского п-ова. Щиту принадлежит также массив Нанним в Северной Корее и его Мачхолленское обрамление (см. выше) и наложенная на этот массив с юга Пхеннамская впадина весьма сложного блокового, а по периферии чешуйчато-надвигового внутреннего строения. Выполнена она мощной (7–8 км) толщей верхнепротерозойских и палеозойских отложений, причем в разрезе неопротерозоя, в отличие от яншаньского, присутствуют и аналоги южнокитайского синия, т.е. верхи верхнего рифея и венд. И в разрезе палеозоя содержатся обычно отсутствующие в Северном Китае верхний ордовик и силур. Все отложения, выполняющие впадину, метаморфизованы, а ее структура осложнена гранито-гнейсовыми куполами ремобилизованного фундамента. Возраст деформаций и метаморфизма считается индосинийским.

На юге Пхеннамская впадина граничит по разрыву с узкой, весьма сложно построенной зоной Имдзинган. Эта зона рассматривается большинством исследователей как продолжение Циньлинской шовной зоны между Китайско-Корейским и Южно-Китайским кратонами. Не все согласны с этой точкой зрения, указывая, что расположенный южнее зоны Имдзинган раннедокембрийский массив Кёнги носит северокитайские черты (присутствие архея). В этом случае границу между двумя китайскими кратонами в Корее следует усматривать в зоне Очхон к югу от массива Кёнги. Ниже мы вернемся к этому вопросу.

5.3. Таримская платформа

Таримская платформа расположена почти непосредственно к западу от Китайско-Корейской, уступая по размерам последней, но вплоть до середины позднего рифея она могла быть с ней непосредственно связана. Таримская платформа имеет форму ромба, вытянутого на 1500 км в широтном направлении, при поперечнике в 600 км. В современном рельефе Тарим представляет бессточную впадину, дно которой лежит на уровне около 1000 м; ее центральная часть занята пустыней Такла-Макан, на востоке которой находится оз.Лобнор. На севере Таримская впадина граничит с позднепалеозойским Тяньшанским орогеном, а на юге с Куньлунским позднепалеозойско-раннемезозойским орогеном. Перед обоими орогенами на краю впадины возникли передовые прогибы – Кучарский на северо-западе перед Тянь-Шанем, Яркендский на юго-западе перед Куньлунем. На юго-востоке платформа ограничена Алтынтагским левым сдвигом, одним из крупнейших в Азии. Начиная со второй половины позднего рифея – с синия, Таримская платформа испытала нарастающее прогибание и первратилась в крупный осадочный бассейн с мощностью чехла, достигающей 12–15 км. Этот бассейн рассматривается в настоящее время как наиболее перспективный нефтегазаноносный бассейн Западного Китая.

5.3.1. Фундамент платформы и ранние авлакогены

В результате прогибания центральной части платформы выходы на поверхность фундамента наблюдаются лишь по ее периферии – на северо-западе в Кельпинских горах и в Сарыджазском массиве на краю Тянь-Шаня, на северо-востоке в Куруктаге, то же перед Тянь-Шанем, на юго-западе в предгорьях Куньлуня, на юго-востоке в хр. Алтынтаг (рис.5-10). В Куруктаге установлено участие в строении фундамента

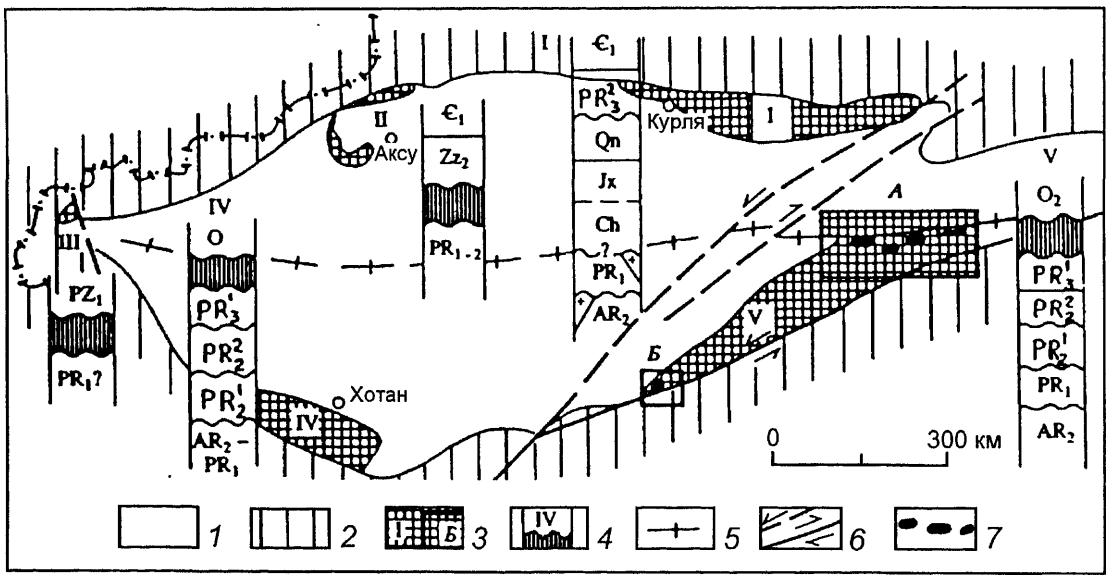


Рис. 5-10. Тектоническая схема Тарима (по В.Д.Брежневу)

1 – Таримская впадина; *2* – горные сооружения Тянь-Шаня (на севере) и Куньлуня (на юге); *3* – выступы докембрийского фундамента: I – хр. Куруктаг и Борохотан, II – Аксу-Уши, III – Сулутерек, IV – хр. Теликтаг, V – хр. Алтынтаг; *4* – типы региональных разрезов; *5* – положение магнитной зоны раздела фундамента Тарима на северный (А) и южный (Б) блоки; *6* – Алтынтагский левый сдвиг и другие сдвиги; *7* – выходы крупных ультрабазитовых тел на востоке Тарима

архейских и *нижнепротерозойских* образований, метаморфизованных до амфиболитовой фации. Нижний протерозой, метаморфизованный еще сильнее, выступает также в Куньлуне и Алтынтаге. Таким образом, кратонизация Тарима началась не позднее конца раннего протерозоя. Однако на его северо-западной периферии обнаружены глаукофановые сланцы с возрастом 900–700 млн лет. На северо-востоке в среднем и начале *позднего протерозоя* развивался рифтогенный прогиб, заполнившийся мощной толщей мелководно-морских обломочных и карбонатных осадков, в общем того же типа, что и в Яншаньском авлакогене на Китайско-Корейской платформе. В Куруктаге этот прогиб был унаследован синийским авлакогеном с проявлениями вулканизма. Однако на остальной площади Тарима в синии начался уже плитный этап развития с длительной историей погружения.

5.3.2. Чехол платформы

Нижняя часть *синийских* отложений характеризуется присутствием тиллитов и основных вулканитов, а верхняя слагается мелководно-морскими обломочными и карбонатными породами. Близким литологическим составом отличаются и *нижнепалеозойские* отложения, причем мощности тех и других достигают 5–6 км. *Силур и девон* более изменчивы и по составу, и по распространению и мощности, что отражает проявление каледонского орогенеза в окружении платформы. В *карбоне* трансгрессия охватила всю платформу, на западе отлагались преимущественно карбонатные, на востоке обломочные осадки меньшей мощности. В *перми* начинает сказываться проявление герцинского орогенеза, в Тянь-Шане и Куньлуне происходит регрессия, заканчивающаяся полным осушением платформы в поздней перми, наблюдается мощная вспышка вулканизма, особенно на востоке. В результате орогенеза в обрамлении Тарим превращается во внутриконтинентальный межгорный бассейн с аллювиально-озерным осадконакоплением, более мощным на периферии, чем в центре. Наибольшие мощности мезозойско-кайнозойских отложений, приуроченные к Яркендскому и Кучарскому прогибам – более 10 и 6 км, соответственно (рис.5-11). *Верхнетриасовые* и *юрские* отложения отличаются угленосностью, *меловые* – красноцветностью. В *позднем мелу* и *раннем палеогене* в Яркендский прогиб через Алайский пролив проникали морские воды, в *палеогене* здесь отлагались соли.

Внутренняя структура Таримского бассейна по поверхности фундамента в главных чертах определяется существованием Центрального поднятия, двух

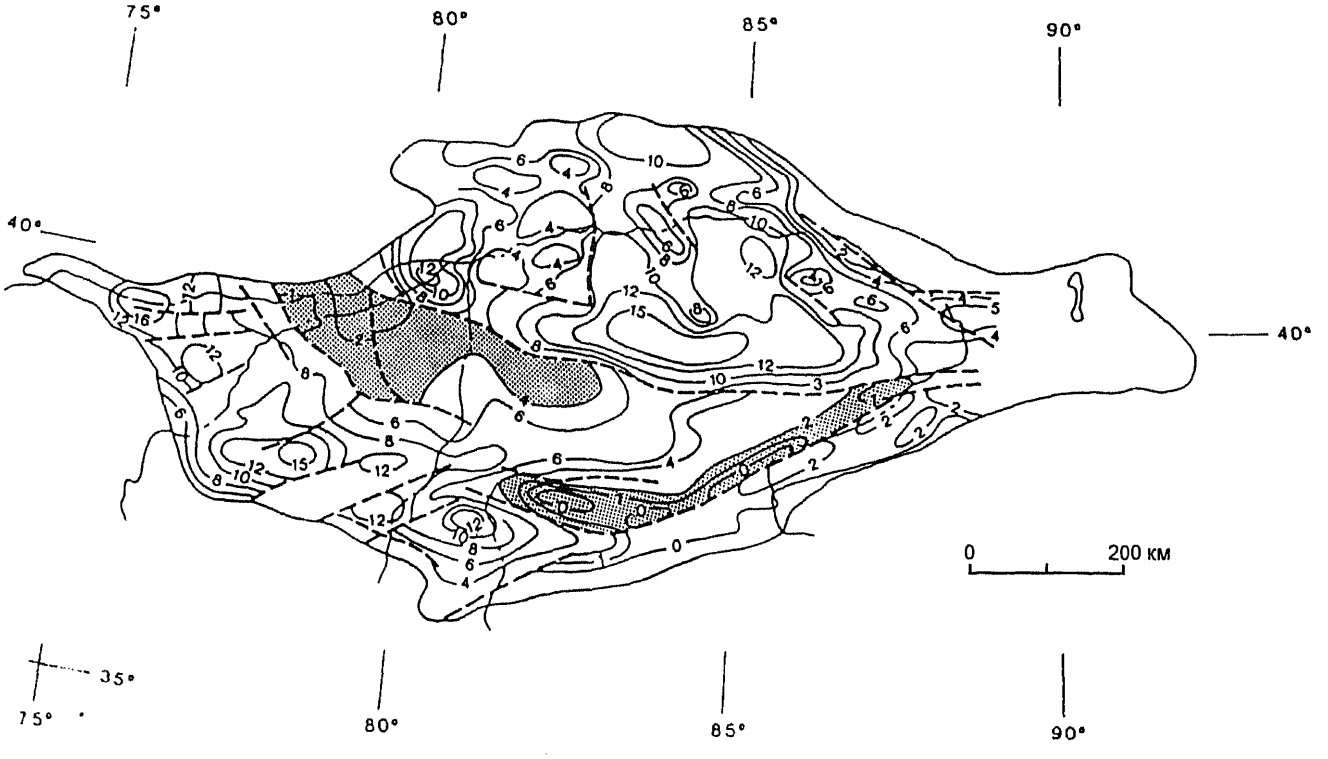


Рис. 5-11. Мощности осадков Таримского бассейна в км (из работы К.Хсю)
Точками показано положение Центрально-Таримского поднятия, погребенного под четырьмя километрами осадков на западе и двумя километрами на востоке

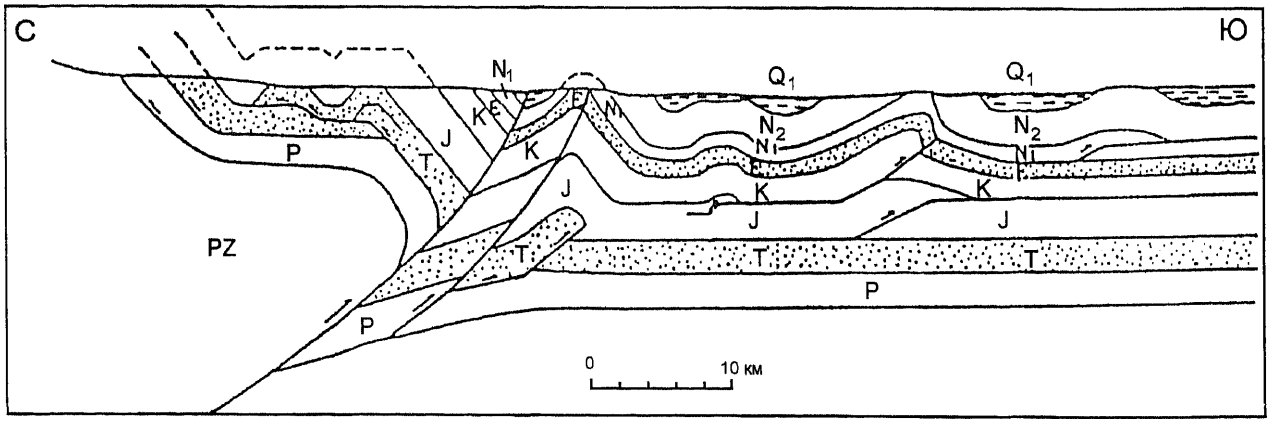


Рис. 5-12. Структура северного борта Таримского бассейна в районе Куча (по З.Донгу и др.)

периферических поднятий, прогибов между этими поднятиями и краевых предгорных прогибов, из которых Яркендский сливается с Юго-Западной депрессией (см. рис.5-10). Складчато-надвиговые дислокации чехла, возникшие начиная с мезозоя, но в основном с миоцена и позднее под влиянием новейшего орогенеза в Тянь-Шане, Куньлуне и Алтынтаге, отличаются, естественно, большей интенсивностью на периферии бассейна и вергентностью, направленной к его центру (рис.5-12), постепенно ослабевая в этом направлении с замещением линейных складок брахиморфными.

На северной периферии платформы в позднем палеозое образовались блоковые поднятия Кельпинских гор и Куруктага; здесь известны и плутоны гранитоидов этого возраста.

Мощность земной коры минимальна в центре бассейна 41–44 км, быстро возрастая к югу до 60–70 км и более постепенно к северу – до 55 км.

5.4. Южно-Китайская платформа (платформа Янцзы)

Эта платформа занимает пространство к югу от орогена Циньлин, к востоку от орогена Лунмэншань-Юннань, к северу от Вьетлаосской складчатой системы и к северо-западу от Катазиатского орогена (рис. 5-13). Два первых орогена отчетливо надвинуты, даже шарьированы на платформу Янцзы в индосинийскую эпоху. Северо-восточная часть платформы отсечена разломом Танлу и находит свое продолжение в низовьях Янцзы, в Желтом море и Южной Корее. Положение южной границы платформы остается несколько спорным. Но наиболее вероятно ее совпадение с крупным разломом р.Красной (см. раздел 5.5.7).

5.4.1. Фундамент платформы

Фундамент платформы Янцзы включает разновозрастные докембрийские комплексы. Он обнажается в основном по ее периферии – на севере к югу от хр. Циньлин в районах Сасьян-Бейда и Пичан-Шеннондзя, а также на восточном окончании того же хребта в поднятии Дабейшань; на юго-западной окраине платформы в меридиональном горстовом поднятии Кандин, на южной окраине в куполовидном поднятии Шонгло на севере Вьетнама и, наконец, на восточной окраине в Цзяннанском поднятии.

Наиболее древние, заведомо *архейские* образования с возрастом 2,9–2,8 млрд лет выступают во втором из упомянутых районов в виде метаморфизованного в гранулитовой фации комплекса Конлин. В первом районе наиболее древними – 2,1 млрд лет, т.е. очевидно *нижнепротерозойскими*, являются трондьемитовые гнейсы. Они перекрываются мощной толщей вулканитов от базальтов до риолитов, подводных и субаэральных, в сочетании с гранитоидами, перекрываемыми мощной молассой. Возраст этих образований *среднепротерозойский* – 1,0 млрд лет. В более южной части того же района образования этого же(?) возраста в низах – глинисто-карбонатные, а в верхах – бимодальные наземно-вулканические; с ними ассоциируют габбро-гранитоидные интрузии. В более восточном районе к югу от хр. Циньлин отложения среднего и низов верхнего протерозоя содержат лишь небольшой объем вулканитов, от базальтов до трахитов, и сложены в основном карбонатами и отчасти песчаниками и ар-

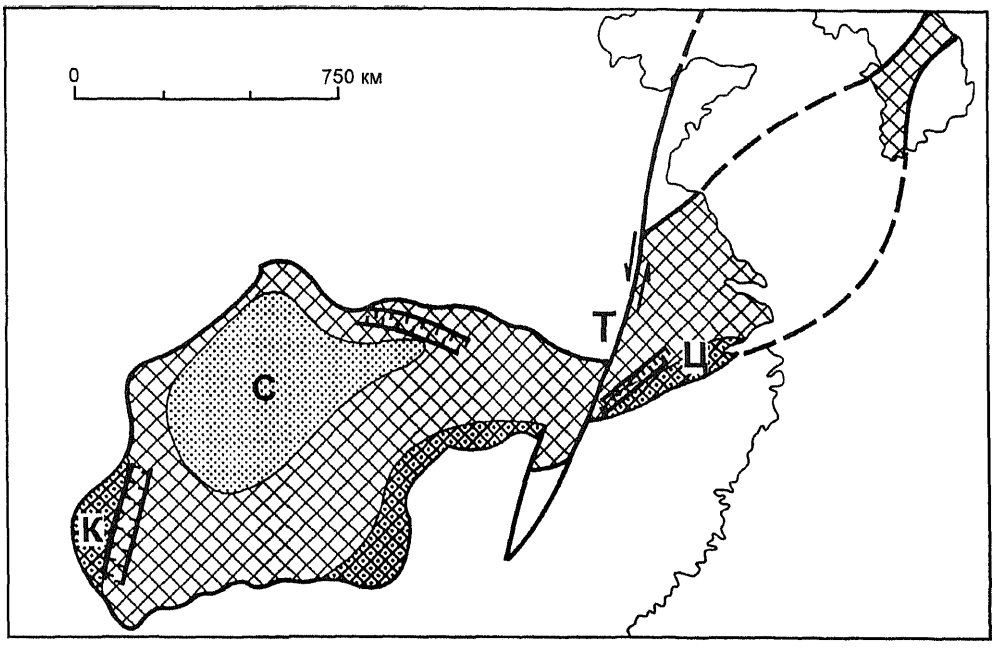


Рис. 5-13. Тектоническая схема Южно-Китайской (Янцзы) платформы
К – поднятие Кандин; С – Сычуанская синеклиза; Ц – Цзяннанское поднятие; Т – сдвиг Танлу.
Условные обозначения см. на рис.5-9А

гиллитами. Однако и здесь развит интрузивный комплекс гранитоидов с датировками порядка 800 млн лет.

В Кандинском поднятии верхний архей представлен амфиболитами и гнейсами ТТГ-типа, а нижний протерозой – метавулканитами и метаосадочными породами – гнейсами, кристаллическими сланцами, мраморами, железистыми кварцитами. Восточнее в среднем протерозое развивался рифтогенный прогиб с очень мощным вулканогенно-осадочным выполнением, интенсивно складчатым и прорванным гранитами в цзиннянскую эпоху. В Цзяннанском поднятии средний и низы верхнего протерозоя представлены островодужными магматитами, а северо-западнее – туфогенным флишем огромной мощности, порядка 10 км, метаморфизованным в зеленосланцевой фации. Эти образования, очевидно, надстраивают нижнепротерозойский комплекс гнейсов и кристаллических сланцев с прослоями кварцитов и мраморов.

В общем можно заключить, что в составе фундамента платформы Янцзы преобладающее место занимают раннедокембрийские, в частности нижнепротерозойские образования, но в отличие от Китайско-Корейской платформы отложения среднего и низов верхнего протерозоя весьма интенсивно деформированы, заметно метаморфизованы и гранитизированы, особенно по периферии платформы, на рубеже 850–800 млн лет т.н., в цзиннянскую эпоху.

5.4.2. Чехол платформы Янцзы

В основании этого чехла залегают *синийские*, т.е. верхнерифейские и вендские отложения. Их наиболее примечательным элементом являются тиллиты, два горизонта которых залегают в верхнерифейской части разреза, а третий – в основании венда. На периферии платформы континентальные тиллиты замещаются морскими, а далее вытесняются турбидитами и вулканитами. В верхней части синия широко распространены карбонаты.

Синий согласно сменяется *кембрием*, составляющим вместе с *ордовиком и силуром* единую карбонатную формацию. В *девоне* она сменяется на севере терригенной, а на юге продолжают накапливаться карбонаты. Они же преобладают в *карбоне*, частично замещаясь на периферии платформы паралической угленосной формацией. Регрессия конца карбона сменяется *раннепермской* трансгрессией, и снова накапливаются карбонаты. В середине перми происходит активизация тектонических движений, сопровождаясь в юго-западной части платформы широкими излияниями плато-базальтов. Карбонатная формация нижней перми сменяется паралической угленосной верхнепермской формацией. Однако в конце перми наступает новая трансгрессия и возобновляется карбонатонакопление, продолжающееся и в раннем–среднем *триасе*.

В течение палеозоя и триаса две структуры платформы Янцзы испытывали устойчивое абсолютное или относительное поднятие – Кандинская (Сикан-Юннаньская) меридиональная гряда на ее западной окраине и Цзяннанское поднятие на юго-восточной, последнее до карбона. Девонские отложения залегают трансгрессивно и местами непосредственно на фундаменте. Повышенное содержание в них обломочного материала связано с проявлением каледонского орогенеза вдоль северной, юго-восточной и южной периферии платформы.

Но гораздо большее влияние на развитие ее структуры имел индосинийский орогенез, интенсивно проявившийся вдоль северного, западного и южного ее обрамления. В позднем триасе море окончательно покидает площадь платформы и осадконакопление продолжается в континентальных условиях лишь в ее северо-западной части, в Сычуанской синеклизе. В этом бассейне в течение *юры, мела* и *кайнозоя* накопилось более 6 км аллювиально-озерных осадков, что вместе с палеозойско-триасовым погружением того же масштаба определило прогибание фундамента до глубины порядка 12 км.

Индосинийский орогенез по западной и северной периферии Сычуанского бассейна привел к надвиганию обрамления на его внутреннюю депрессию и придал бассейну резко асимметричный профиль с крутым, узким и частично перекрытым надвигами западным и более пологим и широким восточным крылом (рис.5-14). В самом бассейне возникли вытянутые в северо-северо-восточном направлении линейные антиклинали палеозойско-триасового чехла. Яншаньские деформации в середине мела усилили этот структурный рельеф.

Современная структура платформы Янцзы включает несколько поднятий и впадин. Главными поднятиями являются Кандинская (Сикан-Юннаньская) меридиональная гряда на юго-западе, поднятая новейшими движениями на 3 км над уровнем моря, с выходами древнего фундамента в осевой зоне, пограничная с Юннаньской мезозойской складчатой системой на западе; Цзяннанская антеклиза на юго-востоке, граничащая со складчатой областью Катазии, так же с выходами фундамента в центральной части; в промежутке между ними в широтном направлении протягивается поднятие Цзуньи, а на юге платформы находится Вьетбакская антеклиза со сводом Шонгло в центре. Основными же отрицательными элементами структуры платформы являются: Сычуанская синеклиза на северо-западе, резко асимметричная, с надвинутыми на нее с запада (хр. Лунмэншань) и севера (хр. Циньлин) раннекиммерийскими складчато-покровными сооружениями; Хубэй-Гуйчжоуская синеклиза, отделенная седловиной от Сычуанской, сменяющая ее на востоке и в отличие от последней выполненная только синием, палеозоем и триасом; Юннань-Гуансийская синеклиза, продолжающая к югу Хубэй-Гуйчжоускую и отделенная от нее широтным поднятием Цзуньи; подобно предыдущей, ее разрез заканчивается триасом, но его особенностью является присутствие пермских траппов мощностью до 1000 м. Строение всех синеклиз осложнено развитием валов, сундучных или гребневидных антиклиналей, брахиморфных поднятий, простирающихся преимущественно параллельно бортам синеклиз.

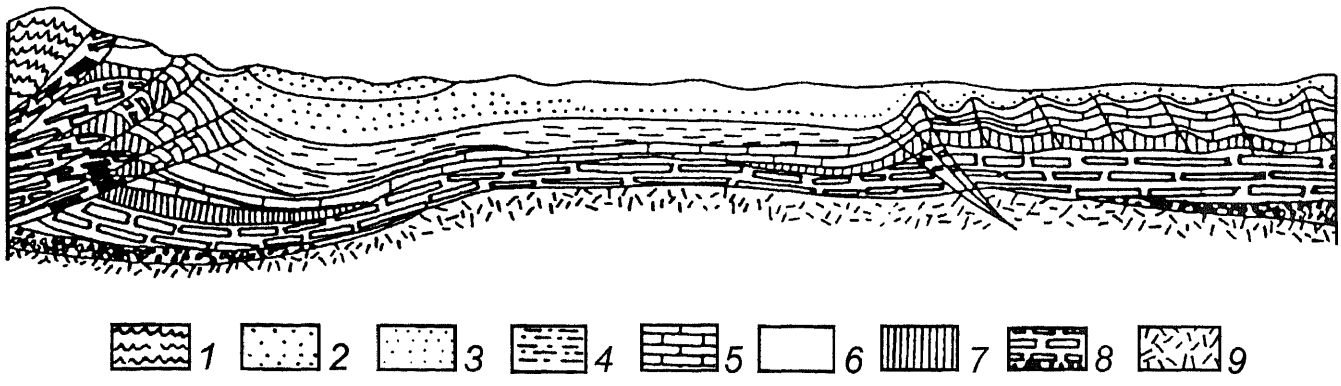


Рис. 5-14. Тектонический профиль Сычуанского бассейна (по Дж.Вангу и др.)

1 – метаморфиты; *2* – мел; *3* – юра; *4* – верхний триас; *5* – средний триас – пермь; *6* – карбон–девон; *7* – силур; *8* – ордовик–синий (верхи верхнего рифея – венд); *9* – досиний

Как частично уже отмечалось выше, большинство современных исследователей считает, что платформа Янцзы находит свое восточное продолжение в Южной Корее, к югу от зоны Имдзанган. В этом случае ее наиболее северным элементом здесь является массив Кёнги с позднеархейским фундаментом (2,6 млрд лет), представленным гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами, известково-силикатными породами. Этот фундамент пережил двухкратную (T/J и J_{1-2}) метаморфическую переработку в мезозое.

К юго-востоку от массива Кёнги простирается весьма сложно построенная и очевидно также коллизионная зона Окчхон, которую некоторые исследователи считают более вероятным, чем зона Имдзинган, кандидатом на продолжение пояса Циньлин. В этой зоне присутствуют породы от верхнепротерозойских и кембро-ордовикских, близких к породам платформы Янцзы, до триасовых включительно. Зона Окчхон имеет очень сложную внутреннюю структуру, испытала раннекиммерийский метаморфизм и шарьирована к юго-востоку на прогиб Тебексан, выполненный палеозойскими и нижнемезозойскими, до нижней юры включительно, отложениями, и сложенный нижнепротерозойскими гнейсами и гранито-гнейсами с возрастом 2,1–2,0 млрд лет массив Еннам. На этот массив с юго-востока наложена рифтогенная впадина Кенсан с мощным разрезом верхнеюрских и меловых континентальных отложений. Начиная с готерива эта впадина стала ареной интенсивного магматизма, продолжавшегося почти до конца мела, и явилась одним из звеньев гигантского Восточно-Азиатского краевого вулкано-плутонического пояса, о котором речь еще пойдет впереди.

5.5. Массивы докембрийской континентальной коры – микроконтиненты в пределах подвижных поясов неогея

Помимо четырех древних платформ – Сибирской, Китайско-Корейской, Таримской и Южно-Китайской (Янцзы) в составе современной коры Северной и Восточной Азии присутствует еще довольно значительное число блоков докембрийской континентальной коры меньшего размера, в свое время входивших, очевидно, в состав эпигренвильского суперконтинента Родиния, но при его распаде в неопротерозое оказавшихся в качестве микроконтинентов в пределах Палеоазиатского океана и океана Тетис. К их числу относятся Казахстано-Киргизский, Тувино-Монгольский, Буреинский-Цзямусы, Ханкайский в Палеоазиатском океане, последние два на границе с Палеопацификом, Синобирманский, Северо- и Южнотибетские массивы в области Тетиса. Существовали и еще более мелкие блоки, которых мы не будем касаться в настоящем разделе.

5.5.1. Микроконтиненты Палеоазиатского океана

Наиболее крупным из этих микроконтинентов на западе пояса, если не считать небольшой Мугоджарский массив на Южном Урале, природа которого к тому же остается спорной (см. раздел 5.6.1.), является *Казахстанско-Киргизский*, нередко в литературе именуемый просто Казахстанией. Фундамент этого массива, протягивающегося в общем меридиональном направлении на 1500 км, обнажается на ряде участков в Центральном Казахстане, Северном Тянь-Шане в Киргизии и Синьцзяне (Китай). Эти выступы нередко выделяются в качестве самостоятельных массивов – Кокчетавского, Улытауского, Муюнкумского, Йинин и др.

Присутствие *архея* в их фундаменте наиболее достоверно обосновано в Северном Тянь-Шане в Киргизии, где получены датировки порядка 2,6–2,4 млрд лет для сложного по составу и степени тектонизации комплекса пород, метаморфизованных первично в амфиболитовой или гранулитовой фации.

На раннедокембрийский фундамент массива в *среднем протерозое* были наложены рифтогенные прогибы, выполненные либо карбонатно-терригенными отложениями, либо в значительной степени вулканогенными, бимодального состава. В конце среднего протерозоя, на уровне 1,1–1,0 млрд лет т.н., отвечающем глобальному гренвильскому рубежу, выполнение этих прогибов было деформировано и подверглось внедрению гранитоидов. В Кокчетавском массиве верхнерифейские кварциты резко несогласно и полого залегают на более древних образованиях, свидетельствуя об их кратонизации и установлении платформенного режима. Аналогичные образования распространены и южнее, до Тянь-Шаня и Джунгарии включительно.

В значительно более восточной части Палеоазиатского океана наиболее крупным микроконтинентом считался *Тувино-Монгольский*. Однако исследования последних лет показали, что такого единого массива реально не существует. Вместо него ныне приходится различать четыре самостоятельных блока, наиболее северо-западным из которых является *Сангиленский*, занимающий одноименное нагорье на юге Тувы и в смежной части Монголии. В фундаменте этого массива ранее выделялись метаморфиты гранулитовой и более низкотемпературных фаций с возрастом вплоть до архейского. По более точным современным датировкам, гранулитовый метаморфизм здесь проявился лишь в конце *протерозоя* – кембрии, а раннедокембрийские

образования в составе фундамента массива отсутствуют. Основная часть метаморфического комплекса, сложенная гнейсами, кристаллическими сланцами, метавулканитами, железистыми кварцитами, мраморами, имеет, очевидно, рифейский возраст и представляет, скорее всего, древний чехол и содержит обломочные цирконы раннепротерозойского возраста. Она вмещает тела чарнокитов и эндербитов.

Другим древним континентальным блоком является *Гаргано-Хамардабанский*; он расположен восточнее Сангиленского, почти непосредственно к югу от южного выступа Сибирского кратона и вытянут в широтном направлении, занимая юго-восточное окончание Восточного Саяна и хр.Хамардабан. Его гранито-гнейсовый фундамент выступает на западе в Гарганском куполе, где он датирован 1,8 млрд лет, т.е. ранним протерозоем.

Оба эти массива окружены обдуцированными на них позднерифейско-кембрийскими офиолитами и прорваны раннепалеозойскими гранитоидами.

Южнее, уже целиком в пределах Монголии, находятся еще два континентальных блока. Западный из них, *Дзабханский*, простирается с северо-запада на юго-восток, отделяясь от Сангилена офиолитовой Озерной зоной. В его составе уверенно выделяются породы раннего докембрия – гранито-гнейсы, кристаллические сланцы амфиболитовой фации, мигматиты, фонолиты, для которых установлен архейский возраст 2 646± 45 млн лет, и повторный метаморфизм на уровне 1850–1825 млн лет т.н.

Дзабханский блок ограничен с северо-востока другой офиолитовой зоной – Баянхонгорской, к востоку от которой предположительно, ввиду отсутствия достоверных радиометрических датировок слабо обнаженного гранитно-метаморфического фундамента, имеется еще один древний блок континентальной коры – *Центрально-Монгольский*.

На крайнем востоке Палеоазиатского океана, в зоне его сопряжения с Протопацификом, расположены две древних континентальных глыбы, вытянутые в общем меридиональном направлении и образующие как бы мост между восточными окончаниями Сибирского и Китайско-Корейского кратонов; это массивы Цзямусы-Буреинский и Ханкайский (Синкайский). Оба они находятся частично на российской, частично на китайской территории.

Цзямусы-Буреинский массив, прорезанный долиной Амура, отделен от Сибирского кратона Монголо-Охотской ветвью Урало-Охотского подвижного пояса, а от более южного Ханкайского массива Наданьхада-Алинской раннекиммерийской ветвью того же пояса, смыкающейся на востоке с Сихотэ-Алинской системой. *Ханкайский массив*, в свою очередь, отделен от Китайско-Корейского кратона Туманганской ветвью этого пояса, выходящей к Японскому морю на крайнем северо-востоке Кореи.

В фундаменте обоих массивов основное место занимают раннедокембрийские образования. К архею, среднему и верхнему, относят комплексы, метаморфизованные, соответственно, в гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях. Архейский возраст, порядка 2,5 млрд лет, доказан лишь для китайской части Цзямусы-Буреинского массива. Нижнепротерозойский комплекс выделяется условно по более слабому метаморфизму слагающих его гнейсов и кристаллических сланцев с линзами мраморов. То же относится к еще более пологоскладчатому, метаморфизованному в зеленосланцевой фации и распространенному более локально терригенно-кремнисто-вулканогенному комплексу, имеющему, вероятно, среднепротерозойский возраст. Скорее всего он аналогичен одновозрастному комплексу других микроконтинентов того же пояса.

Из изложенного в данном разделе можно видеть, что фундамент всех рассмотренных крупных микроконтинентов Палеоазиатского океана, как и фундамент основных палеоконтинентов по его периферии, был кратонизирован к концу раннего протерозоя. Все вместе они, очевидно, входили в состав эпираннепротерозойской Пангеи. В среднем протерозое микроконтиненты, подобно окружающим континентам, переживали стадию рифтинга, но, видимо, более интенсивно проявленную. И закончилась она, в отличие от Сибири и Синокореи, но сходно с Таримом и Янцзы, региональным метаморфизмом и гранитизацией, но на уровне границы среднего и позднего рифея, а не в середине позднего рифея. После этого все эти континенты и микроконтиненты вошли, очевидно, в состав нового суперконтинента – Родинии.

5.5.2. Микроконтиненты в океане Тетис

Наиболее крупным в этой группе микроконтинентов является *Индосинийский микроконтинент* (см. рис.5-1). Он расположен к югу от Южно-Китайской платформы и был отделен от нее Вьетлаосской ветвью Палеотетиса. На востоке он выходит к впадине Южно-Китайского моря, а на западе и юго-западе ограничен Юннань-Малайской ветвью того же Палеотетиса. Расположен Индосинийский массив на территории всех трех индокитайских государств – Вьетнама, Камбоджи и Лаоса. Фундамент массива обнажен на востоке, в Контумском выступе во Вьетнаме. Его наиболее древние образования – комплекс Каннак, условно отнесены к архею, поскольку явно более молодой, слабее метаморфизованный комплекс Нгоклинь датирован в 2,3 млрд лет. Комплекс Каннак сложен различными, в

том числе двупироксеновыми и гранат-пироксеновыми гнейсами, чарнокитами, эндербитами и, таким образом, метаморфизован в гранулитовой фации, а предполагаемыми протолитами этих пород являются основные метавулканиты. Верхняя же часть комплекса Каннак метаморфизована слабее, содержит мраморы и, скорее всего, образована по карбонатным и глинистым осадкам. Комплекс вмещает также гранито-гнейсы.

Нижнепротерозойский комплекс Нгоклинь состоит в нижней части из гнейсов, амфиболитов, кристаллических сланцев, кварцитов, мраморов, а в верхней части из кристаллических сланцев той же амфиболитовой фации, но в основном по терригенным породам, а не вулканогенным и карбонатным, как нижняя часть. Последняя к тому же интенсивно гранитизирована.

Породы, могущие относиться к *среднему протерозою*, обнажаются к северу от Контумского выступа, в куполе Фу-Хоат уже среди Вьетлаосской складчатой системы. Они представляют довольно интенсивно метаморфизованные и мигматизированные терригенно-карбонатные отложения, прорванные гранитами с возрастом 1,3–1,0 млрд лет.

В *неопротерозое* и первой половине *палеозоя* Индосинийский массив испытывал преимущественно поднятие. В среднем девоне в северной части массива возник вулкано-плутонический пояс, очевидно связанный с субдукцией океанской коры Вьетлаосской ветви Палеотетиса.

В позднем *девоне* поднятия массива усилились, сопровождаясь складчатыми деформациями, но в раннем *карбоне* возобновились погружения и массив был покрыт мелким морем, в котором накапливались карбонатно-терригенные осадки. В центральной части массива в ранней *перми* образовалась суша, но в поздней перми на нее наложилась впадина с отложением лимнической угленосной формации. Здесь же проявлялся наземный кислый вулканизм и внедрялись интрузии гранитоидов. Поднятия центральной части массива и вулканизм продолжались и в *триасе*; на периферии массива шло накопление мелководных или континентальных карбонатно-обломочных осадков. В *юре* и раннем *мелу* после индосинийского орогенеза в обрамлении массива на всей его площади уже господствуют континентальные условия, а в позднем мелу в его северо-западной части возникает крупная впадина – синеклиза Корат, с накоплением довольно мощной (до 1,4 км) толщи солей.

Вторым довольно крупным микроконтинентом в Юго-Восточной Азии являлся *Синобирманский*, расположенный примерно в тех же широтах, что Индосинийский, и отделенный от него Юннань-Малайской раннекиммерийской складчатой системой. Основная часть массива находится на территории Бирмы (ныне Мьянма) и ей соответствует орографически плато Шан, но на севере массив продолжается на территории Китая (Юннань), на востоке – на территории Таиланда, а южная часть достигала о-ва Суматра (отсюда название Сибумасу, данное массиву Дж.Шенгёром). Фундамент массива включает раннедокембрийские образования, выделенные в комплекс Могок, нижняя часть которого метаморфизована в гранулитовой фации и по сходству своего состава – двупироксеновые кристаллические сланцы, гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы, мраморы, эндербиты, гранито- и сиенито-гнейсы – с комплексом Каннак Индосинийского массива может быть отнесена к *архею*. Верхняя же часть комплекса Могок сходна с комплексом Нгоклинь последнего массива и, соответственно, может считаться *нижнепротерозойской*. Несогласно на комплексе Могок в Синобирманском массиве залегает мощная флишоидная формация, испытавшая интенсивную складчатость, но слабый метаморфизм, прорванная долеритами, диоритами и гранитами с возрастом 982 и 834 млн лет и несогласно перекрытая верхним кембрием. Принадлежность этой толщи к среднему и, возможно, низам верхнего протерозоя очевидна, и, таким образом, фундамент данного массива имеет практически тот же возраст, что и фундамент платформы Янцзы.

Начиная с позднего *кембрия* и в течение всего палеозоя и значительной части мезозоя Синобирманский массив был покрыт мелким морем, в котором шло накопление маломощных карбонатно-терригенных осадков, а в центральной части массива временами выступали острова – поставщики обломочного материала. Примечательно появление в верхах *карбона* – низах *перми* ледниково-морских отложений – явное свидетельство принадлежности массива к Гондване. Но в перми к западу от массива появляется глубоководный прогиб с турбидитами, указывая на его отделение от индостанской части Гондваны и начало самостоятельного дрейфа.

Северо-западнее Синобирманского массива и севернее Гималаев в пределах современного Тибета в Тетисе существовали еще два блока с докембрийской континентальной корой – *Северо-Тибетский*, известный еще как массив *Цзянтан*, или *Тангла*, и Южно-Тибетский, или *Гандин*, или *Лхаса*. Их разделяет в настоящее время шовная зона Банггонг-Нуцзян, продукт позднекиммерийской (яншаньской) коллизии. Северо-Тибетский блок состоит из двух самостоятельных террейнов, разделенных сутурой индосинийского возраста. Только в южном из этих террейнов присутствуют нижнепермские тиллиты и обнаружена холодноводная фауна гондванского типа, а на востоке указанной сутуры в верхней перми – катазиатская флора. Палеозойская часть чехла обоих блоков маломощная и прерывистая, зато мезозойская достигает значительной мощ-

ности и характеризуется развитием до нижнего мела включительно как морских, так и континентальных, угленосных от верхнего триаса до верхней юры, пестроцветных в мелу отложений. При этом на Южно-Тибетском блоке до середины мела преобладает карбонатонакопление; фауна носит отчетливо средиземноморский, тетический характер. Проявления вулканизма известны на обоих блоках, а начиная с поздней юры вдоль южного края Южно-Тибетского блока развивается вулкано-плутонический пояс, связанный с субдукцией коры Неотетиса.

После коллизии обоих блоков в середине мела образовался единый Тибетский массив, который стал испытывать возрастающее поднятие, усилившееся после столкновения в эоцене Индии с Евразией и приведшее в плиоцене к образованию Цинхай-Тибетского высокого плоскогорья.

В общем южная группа микроконтинентов, подобно северной, имеет своим фундаментом в основном раннедокембрийский комплекс, метаморфизованный в гранулитовой–амфиболитовой фациях. Он надстроен слабее метаморфизованными позднедокембрийскими образованиями, а его окончательная консолидация наступила несколько позднее, чем в северной группе, в середине, а не в начале позднего рифея. Южные микроконтиненты, пожалуй, в большей степени, чем северные, подверглись, особенно Индосинийский, позднейшей переработке.

5.6. Палеоазиатский океан и Урало-Охотский подвижный пояс

Урало-Охотский пояс* занимает центральное место в структуре Северной Азии. Он является порождением Палеоазиатского океана, возникшего в позднем рифее в процессе распада Родинии и просуществовавшего в своих окончаниях до юры. Палеоазиатский океан отделил Восточную Европу – Балтику, от Сибири, а Сибирь от Тарима и Синокореи. Он простирался от Баренцева моря, где смыкался с Япетусом, и Карского моря, где соединялся с Палеопацификом, до современных Охотского и Японского морей, где происходило его другое соединение с Палеопацификом. На своем выпуклом к юго-западу изгибе в районе Турана он отделялся лишь узким и, вероятно, прерывистым континентальным мостом от Палеотетиса и то же происходило, вероятно, между Таримом и Синокореей. Этот изгиб является, очевидно, вторичным, но в современной структуре он разделяет две части Урало-Охотского пояса – северо-западную, лежащую между Балтикой и Сибирью, Урало-Сибирскую, и юго-восточную, между Сибирью и Таримом–Синокореей, которая часто именуется Центрально-Азиатским поясом.

Опять же в современном структурном плане значительная часть образований Урало-Охотского пояса скрыта под слабодислоцированным и неметаморфизованным платформенным чехлом – Баренцево-Печорской и Западно-Сибирской мегасинеклиз, Туранской плиты и впадин меньшего размера в Восточной Монголии и Северо-Восточном Китае. Это обстоятельство, а также естественная латеральная неоднородность пояса приводит к выделению в его составе отдельных систем и областей. Таковы Уральская и Пайхойско-Новоземельская системы, Казахстано-Тяньшанская, Алтае-Саяно-Монгольская, Монголо-Охотская области.

5.6.1. Уральская позднепалеозойская складчато-покровная система

Уральская система простирается в общем меридиональном направлении от Байдарацкой губы Карского моря на севере и до Приаралья на юге на расстояние 2500 км вдоль границы между Европой и Азией. На западе она через зону передовых прогибов граничит с Восточно-Европейской, севернее – с Тимано-Печорской платформой, а на востоке слагающие ее образования погружаются под мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской платформы и, на юге, – Тургайского прогиба. Наиболее полное сечение Уральской системы, шириной до 500 км, наблюдается на поверхности на Южном Урале; севернее две восточные зоны оказываются перекрытыми молодым чехлом Западной Сибири.

Уральская система обладает в общем весьма выдержанной по простиранию тектонической зональностью (рис.5-15); традиционно выделяется шесть зон. Из них три западных возникли на древнем континентальном основании, общем с Восточно-Европейской платформой и выступающем на поверхности на небольшой площади в Башкирском антиклинории (третья зона – см. ниже). Мощность коры составляет 34–42 км. В палеозое, с позднего кембрия и почти до конца девона западные зоны представляли пассивную окраину Восточно-Европейского континента, а во второй половине палеозоя она подверглась деформациям и вошла в состав Уральского орогена (традиционно ее именовали его миогеосинклинальной зоной).

Наиболее западная зона Уральской системы – *зона передовых прогибов*, заполненная верхнепалеозойскими флишем и молассой мощностью 6 км, подстилаемыми 4–7 км шельфовых отложений ордовика–карбо-

*Впервые выделен М.В.Муратовым под названием Урало-Монгольского, широко применяемым и в современной литературе.

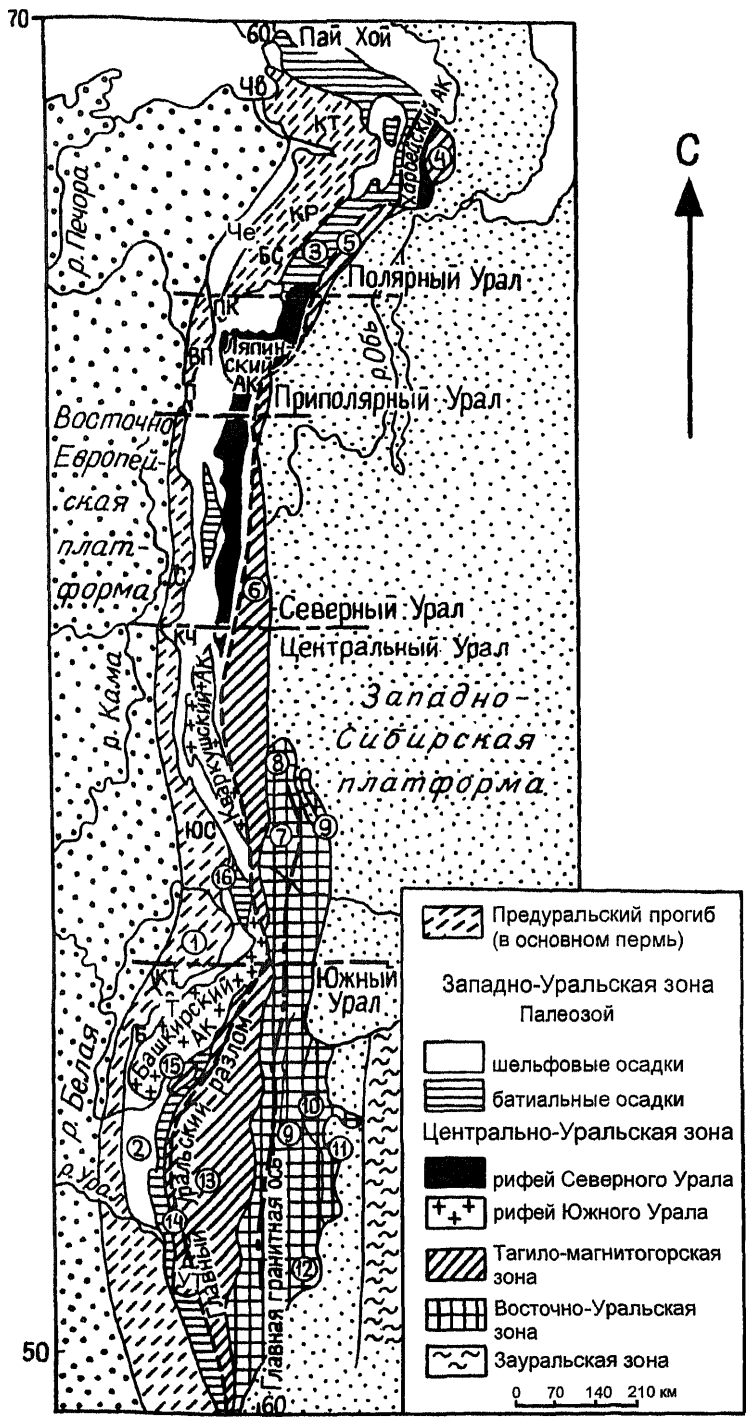


Рис. 5-15. Тектоническая схема Урала (по В.Н.Пучкову)

Показывает главные тектонические зоны и географические подразделения орогена. 1 – Уфимский амфитеатр; 2–13 – подзоны: 2 – Зилаирская, 3 – Лемвинская, 4 – Щучьинская, 5 – Войкарская, 6 – Тагильская, 7 – Мурзинско-Адуйская, 8 – Салдинская, 9 – восточноуральских вулканитов, 10 – Троицкая, 11 – Денисовская, 12 – Восточно-Мугоджарская, 13 – Магнитогорская; 14–16 – тектонические клиппы в Западно-Уральской зоне, включающие офиолиты или серпентинитовый меланж: 14 – Сакмарский, 15 – Крака, 16 – Бардымский (Нязепетровский). АК – антиклинории Центрально-Уральской зоны; Т – Тараташский комплекс. *Поперечные структурные элементы Предуральского прогиба*: КТ – Каратау; КЧ – Косьва–Чусовая; П – Полюдов Камень; ПК – Печора–Кожва; Че – поднятие Чернышова; Чв – поднятие Чернова. *Впадины передового прогиба*: Б – Бельская; ЮС – Юрюзано–Сылвенская; С – Соликамская; ВП – Верхнепечорская; БС – Большесыньинская; КР – Косью–Роговская; КТ – Коротаихская; УТ – метаморфиты Уралтау

на. На юге прогиб отделен от платформы барьерным рифом раннепермского, ассельско-артинского возраста, а севернее лишь флексурным перегибом подошвы молассового комплекса. На востоке прогиб ограничен зоной надвигов. Внутреннее крыло прогиба также имеет складчато-надвиговую западно-вергентную структуру, сорванную по поверхности фундамента. Складчатость внешней зоны носит уже близкий к платформенному характер, но присутствие кунгурских солей на юге привело к ее осложнению соляными грядами и куполами. А на севере структура прогиба осложнена вклиниванием («вдвигом») девонско-нижнепермских карбонатов в пермскую молассу.

Развитие зоны передовых прогибов началось в ранней перми с образования глубоководного прогиба, с не компенсированного осадками в осевой зоне погружения (рис.5-16). В конце ранней перми, в кунгуре, прогиб заполнился эвапоритами, а севернее стыка с Тиманом – угленосной молассой. Отложения верхней перми мелководно-морские и континентальные, на крайнем севере и крайнем юге присутствуют и триасовые образования. Зона передовых прогибов вторично расчленена на серию впадин, разделенных поперечными или косопоперечными поднятиями.

Западно-Уральская зона занимает западный склон Урала. Сложена она в основном шельфовыми, преимущественно карбонатными отложениями ордовика–карбона мощностью в 6–7 км; на Среднем и Южном Урале разрез начинается со среднего девона, залегающего на верхнем протерозое, а мощность сокращается до 2,5–3 км. В среднем карбоне появляется обломочный материал с востока и происходит переход к флишу. В восточной подзоне данной зоны шельфовые отложения нижнего и среднего палеозоя замещаются батиальными континентального склона и подножья меньшей мощности. Эти отложения имеют известково-кремни-

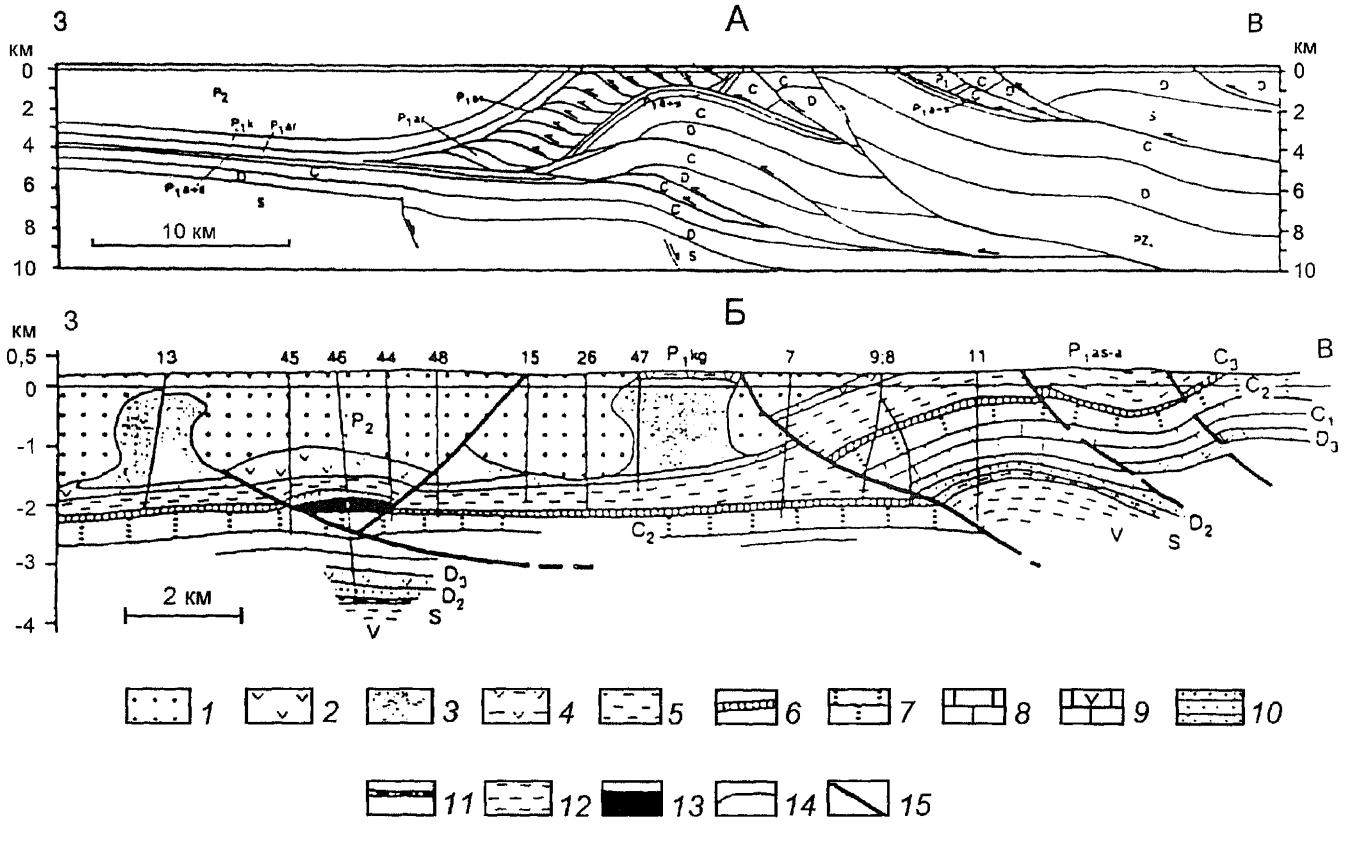


Рис. 5-16. Геологические профили Предуральского прогиба (из работы В.Н.Пучкова)

А – через пограничную зону передового прогиба и Западно-Уральской зоны на Полярном Урале (по К.О.Соборнову и А.С.Бушуеву); Б – на Южном Урале (по М.А.Камалетдинову и др. с изменениями). *1* – позднепермские терригенные отложения; *2–4* – кунгурский ярус (P_{kg}): *2* – глины, ангидриты, *3* – соль, *4* – терригенные отложения с гипсом; *5* – ассельские, сакмарские и артинские (P_1as–a) терригенные отложения; *6* – позднекаменноугольные (C_3) известняки, мергели и алевролиты; *7* – среднекаменноугольные (C_2) известняки и доломиты; *8* – раннекаменноугольные (C_1) известняки и доломиты с прослоями глин; *9* – позднедевонские (D_3) известняки; *10* – среднедевонские (D_2) известняки, песчаники и глины; *11* – силурийские (S) мергели, доломиты и песчаники; *12* – вендские (V) терригенные отложения; *13* – залежь нефти; *14* – стратиграфические границы; *15* – надвиги. Цифры над профилем – номера скважин

сто-глинистый состав. Начиная с конца франского века на Южном Урале они сменяются граувакковым флишем.

Структура Западно-Уральской зоны типично чешуйчато-надвиговая, с общим срывом осадочного комплекса с фундамента и с многочисленными срывами внутри чехла по глинистым и эвапоритовым горизонтам. Батиальные отложения на Полярном Урале шарьированы на шельфовые с амплитудой 20 км. На Южном и Среднем Урале известны синформные останцы аллохтонов, в которых батиальные отложения перекрываются офиолитами и островодужными вулканитами, подстилаемыми серпентинитовым меланжем, переброшенными с востока, из-за Главного Уральского разлома (см. ниже).

Центрально-Уральская зона (зона Уралтау старой номенклатуры) надвинута на Западно-Уральскую и сложена мощной толщей верхнепротерозойских–рифейских и вендских отложений, несогласно залегающей на раннедокембрийском кристаллическом фундаменте и наиболее полно обнаженной в Башкирском антиклинории на Южном Урале, разрез которого и явился стратотипом рифея. Верхний протерозой мощностью до 10–15 км образует самостоятельный по отношению к палеозойскому структурный комплекс, который недаром был выделен в свое время Н.П.Херасковым под названием «доуралид». Его самостоятельность наиболее очевидна на Приполярном и Полярном Урале, где между этим комплексом и палеозоем наблюдается не только угловое, но и азимутальное несогласие. «Доуральский» комплекс здесь простирается, в отличие от собственно уральского, в северо-западном направлении и является фактическим продолжением байкалид фундамента Тимано-Печорской плиты. В нем недавно установлены позднерифейские офиолиты, а выше залегают известково-щелочные вулканиты и присутствуют интрузии гранитоидов. Рифейские отложения хотя и слабо, но метаморфизованы, что в общем не свойственно палеозою западных зон Урала. Вендские отложения представляют здесь и на юге молассу. К югу от стыка Тимана и Урала несогласие между верхним протерозоем и палеозоем ослабевает, в частности азимутальное. В этой части Урала рифейские образования, представленные кварцитами, аркозовыми песчаниками, строматолитовыми известняками и доломитами с ограниченным развитием бимодальных субщелочных магматитов, являются, очевидно, образованиями рифтогенной пассивной континентальной окраины. В Башкирском антиклинории они слагают крупные и пологие складки, подрезанные наклоненными к востоку листрическими сбросами, преобразованными в западно-вергентные надвиги.

Восточным ограничением Центрально-Уральской зоны является *Главный Уральский разлом* – важнейшая структурная линия Урала, по мнению некоторых исследователей (В.Н.Пучков), основная сутура Уральского орогена. Надвиг этот четко фиксируется на сейсмических профилях; поверхность его наклонена к востоку под углом от 20 до 40–50°, выполаживаясь на глубине. Надвиг сопровождается серпентинитовым меланжем, а местами бластомилонитами. Он отделяет западные зоны Урала, несомненно, первично принадлежавшие Восточно-Европейскому континенту, от восточных, относящихся к Палеоазиатскому океану, а конкретно, Центрально-Уральскую зону от Тагильско-Магнитогорской. В лежачем крыле этого надвига на Южном Урале прослеживается полоса метаморфитов высокого давления – голубых сланцев и эклогитов, датированных ранним девоном – так называемый максютовский комплекс.

Тагильско-Магнитогорская зона, ограниченная на западе Главным Уральским разломом, отделена на востоке довольно полого наклоненным в противоположном направлении разломом, сопровождаемым серпентинитовым меланжем, от Восточно-Уральской зоны с выходами на поверхность докембрийского кристаллического фундамента, которые в Тагильско-Магнитогорской зоне полностью отсутствуют. Здесь основное распространение имеют офиолиты ордовикско-раннедевонского возраста, часто в виде меланжа, островодужные известково-щелочные вулканиты позднего ордовика – позднего девона, флиш фамена–турне и, наконец, мелководные известняки и субщелочные вулканиты визе–серпуховского возраста. В пределах зоны в палеозое развивались две главные энсиматические вулканические дуги, северная Тагильская и южная Магнитогорская. Первая имеет в основном силурийский возраст, вторая – девонский.

То обстоятельство, что данная зона ограничена падающими навстречу друг другу и к ее центру разломами, а в осевой зоне отложения залегают, по крайней мере внешне, довольно спокойно, придает зоне характер крупной синформы (традиционно она именовалась синклинорием или даже мегасинклинорием). Часть исследователей считает, что это действительно аллохтонная синформа, переброшенная с востока через Восточно-Уральское поднятие, на котором наблюдаются клиппы офиолитов и островодужных вулканитов, другие же отрицают столь значительное горизонтальное перемещение данной зоны. Во всяком случае сейсмическим профилированием на Среднем Урале установлено, что фундамент, а возможно и чехол Восточно-Европейской платформы продолжаются по крайней мере на 30 км к востоку под Тагило-Магнитогорской зоной и что на глубине около 15 км слагающий ее комплекс ограничивается поверхностью срыва в средней коре или интрузией, что менее вероятно (рис.5-17). В разрезе Тагильской сверхглубокой скважины в тол-

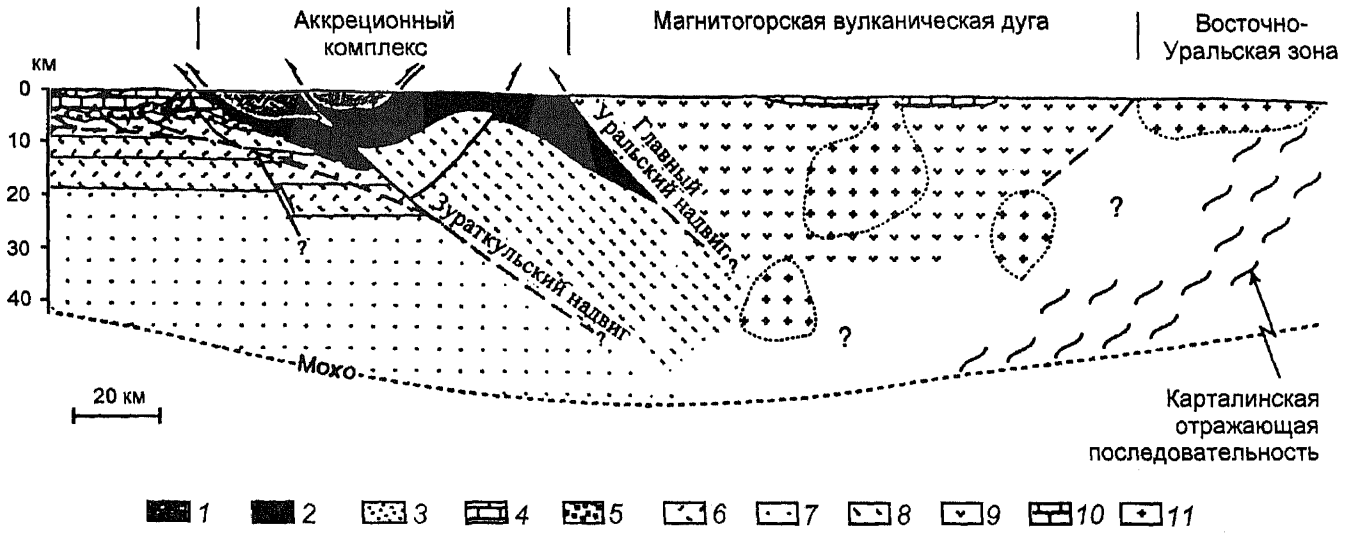


Рис. 5-17. Глубинный (crustal-scale) геологический профиль через Южный Урал по данным сейсмики отраженных волн и геологическим наблюдениям (по Д.Броуну и др.)

1, 2 – аккреционный комплекс: *1* – Зилаирский покров, *2* – пододвинутый (underplated) Суванякский комплекс и Тимировская надвиговая система; *3* – пермские отложения передового прогиба; *4* – палеозойские платформенные отложения; *5* – вендские отложения; *6* – рифейские отложения без подразделения; *7* – архейский кристаллический фундамент; *8* – докембрийский фундамент, деформированный и метаморфизованный до уральского орогенеза; *9* – магнитогорские вулканиты и вулканокластические породы; *10* – каменноугольные карбонаты; *11* – граниты

ще среднепалеозойских вулканитов по фауне установлены тектонические повторения. Все это делает гипотезу аллохтонного залегания Тагило-Магнитогорской зоны достаточно правдоподобной, хотя считать ее доказанной нельзя.

Общая мощность коры к востоку от Главного Уральского разлома возрастает до 55–65 км, в основном за счет появления в ее низах слоя со скоростями продольных волн 7,6–7,8 км/с, для которого предполагается проявление эклогитизации.

Весьма примечательной особенностью северной части рассматриваемой зоны является протягивающийся на 900 км пояс массивов платиноносных дунитов и ассоциирующихся с ними мафитов и ультрамафитов с явно интрузивными контактами, залегающих среди вулканитов Тагильской дуги. Природа этих массивов остается дискуссионной; наиболее правдоподобным является представление об их приуроченности к корневой части вулканической дуги.

Восточно-Уральская зона довольно резко отличается от предыдущей и характеризуется прежде всего присутствием раннедокембрийского кристаллического фундамента, выступающего в ядрах гранито-гнейсовых куполов. Этот фундамент перекрыт аллохтонными пластинами офиолитов и островодужных вулканитов и вместе с последними прорван многочисленными плутонами гранитоидов, образующими «гранитную ось Урала». Местами поверх фундамента и в основании аллохтонных пластин в грабенах сохранился среднеордовикско-среднедевонский осадочно-вулканогенный чехол. Гранитоиды принадлежат двум генерациям: позднедевонской–раннекаменноугольной известково-щелочной гранит-гранодиоритовой предколлизионной и позднекарбоново-пермской щелочно-гранитоидной коллизионной анатектической. Неоавтохтон образован нижнесреднекарбоновой терригенно-карбонатной мелководно-морской формацией.

Природа Восточно-Уральской зоны с ее древним фундаментом трактуется неоднозначно. Большинство исследователей считает ее микроконтинентом в Палеоуральском океане (Мугоджарский микроконтинент). По другой версии, рассматриваемая зона представляет антиформу, выступ продолжения фундамента Восточно-Европейской платформы, подстилающего западнее Тагильско-Магнитогорскую зону. Наиболее серьезным возражением против последней точки зрения являются палеомагнитные данные, согласно которым Мугоджарский блок в ордовике–карбоне отстоял на 2000 км от Восточной Европы.

Зауральская зона. Это самая восточная зона Уральского орогена, слабо обнаженная на поверхности и сложенная лишь образованиями девона и карбона. Девон представлен мелководно-морскими и континентальными обломочными осадками и кислыми вулканитами, а в карбоне здесь возник Валерьяновский

вулкано-плутонический пояс, прослоенный мелководно-морскими осадками и несогласно перекрытый красноцветной континентальной молассой среднего карбона–перми.

Зауральская зона рассматривается как энсиалическая, но между ней и Восточно-Уральской зоной выделяется энсиматическая Денисовская зона, офиолиты которой шарьированы на Восточно-Уральское поднятие. Мощность коры под обеими этими зонами снова заметно уменьшается – до 42–38 км.

Зауральская зона отделена офиолитовой сутурой, представленной серпентинитовым меланжем, от края Казахстано-Киргизского микроконтинента, также отмеченным вулкано-плутоническим поясом, но девонского возраста, и наложенным на венд-ордовикские образования, типичные для казахстанских каледонид (см. раздел 5.6.2).

Развитие палеозойского Уральского орогена (рис. 5-18) началось с позднекембрийского–раннеордовикского континентального рифтинга, который вскоре сменился спредингом, приведшим к образованию Палеоуральского океана, фактически окраинного моря Палеоазиатского океана, отделенного от ранее возникшей центральной части этого океана Казахстано-Киргизским микроконтинентом. Уже во второй половине ордовика в этом океане начали формироваться вулканические дуги – сначала Тагильская, затем Магнитогорская, над зонами субдукции, наклоненными, вероятно, к востоку. Принимая трактовку Восточно-Уральской зоны как микроконтинента (Мугоджарского), следует допустить, что примерно в это же время он отделился от более крупного Казахстано-Киргизского микроконтинента бассейном с океанской корой, т.е. Палеоуральский океан состоял из двух бассейнов – Тагильско-Магнитогорского на западе и Денисовского на востоке.

В среднем девоне прекращается расширение Палеоуральского океана и, судя по образованию краевого вулкано-плутонического пояса, начинается субдукция коры его восточной части под Казахстано-Киргизский микроконтинент. А в середине позднего девона началось закрытие океана со сближением Магнитогорской дуги с краем Восточно-Европейского континента и заполнением промежуточного прогиба фаменско-турнейским флишем. Одновременно в связи с субдукцией коры западного бассейна под Мугоджарский микроконтинент Восточно-Уральская зона первращается в «главную гранитную ось Урала». В конце раннего – начале среднего карбона происходит переход от субдукции, которая еще продолжается на востоке, порождая Валерьяновский вулкано-плутонический пояс в Зауральской зоне, очевидно сомкнувшейся перед этим с Казахстано-Киргизским микроконтинентом, к коллизии с последним.

Коллизия приводит к консолидации Уральского орогена и образованию перед ним передового прогиба. Этот процесс, как показал В.Н.Пучков, развивался с юга на север, начавшись в среднем карбоне на Южном Урале и достигнув крайнего севера в середине перми. Связано это было с тем, что коллизия была «косой», вследствие разворота Казахстании против часовой стрелки. Следствием такого характера коллизии явилось и образование сдвигов. Постколлизионное растяжение, столь характерное для палеозойских орогенов Европы, относительно слабо проявилось на Урале, судя по сохранению его «корней». Однако в последнее время его следы обнаруживаются и здесь, а в позднем триасе – ранней юре оно наглядно выразилось в образовании целой серии рифтогенных грабенов, в основном на восточном склоне Урала и в Тургае, с проявлением толеит-базальтового (траппового) вулканизма, сменившегося угленакоплением. Завершилось развитие этих структур их некоторым сжатием, синхронным формированию к северу от Урала Пайхой-Новоземельского орогена.

В период со средней юры до среднего олигоцена включительно на площади Ураала преобладали процессы денудации, рельеф оставался низким и некоторые трансгрессии «перехлестывали» через Урал, соединяя бассейны Европейской России и Западной Сибири. В позднем олигоцене началось частичное возрождение Уральского орогена в связи с внутриплитными напряжениями сжатия.

5.6.2. Пайхой-Новоземельская раннекиммерийская покровно-складчатая система

Орографически эта система представляется как прямое продолжение Урала, продлевающее его еще более чем на тысячу километров, но в действительности по своей структуре и истории она значительно отличается от последнего и отделена от него крупным разломом северо-северо-восточного простирания, продолжающим фронтальный надвиг Западно-Уральской зоны и носящим вместе с тем характер левого сдвига; разлом этот уходит в Карское море. Пайхой-Новоземельская система образует в целом пологую дугу, выпуклую к востоку, протяженностью в 1200 км (рис. 5-19). В этой дуге довольно четко различается два сегмента: Пайхой-Южноновоземельский и Североновоземельский, существенно различающиеся по своему простиранию, по возрасту фундамента (оба являются при этом энсиалическими) и по своему развитию. Их разделяет крупный и глубокий Байдарацкий разлом северо-западного простирания, отсекающий северо-восточную часть Южного острова Новой Земли и далее про-

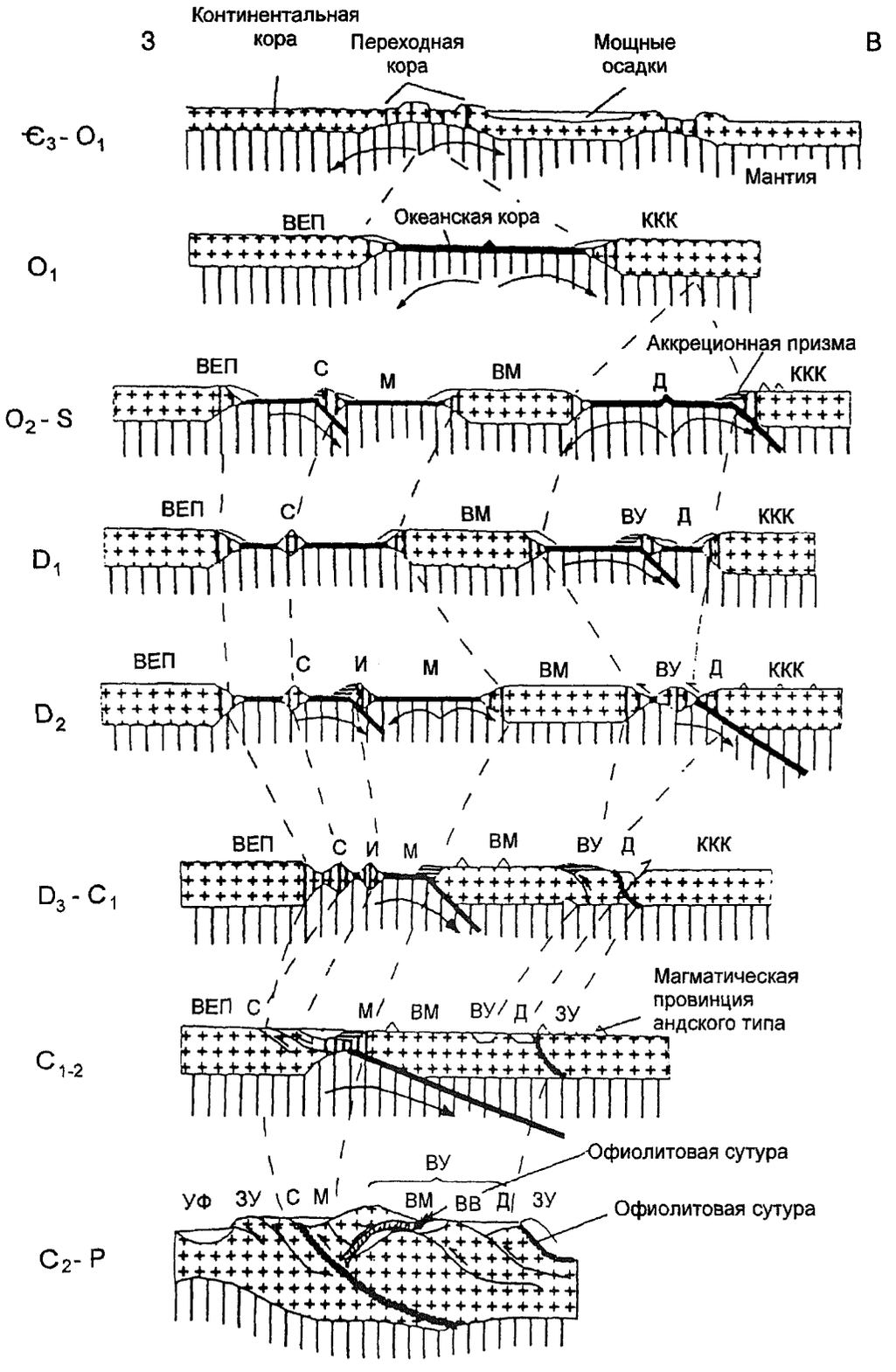


Рис. 5-18. Стадии плитно-тектонического развития Южного Урала (по В.Н.Пучкову)

ВЕП – Восточно-Европейская платформа; ККК – Киргизско-Казахский континент; С – Сакмарская вулканическая дуга; ВМ – Восточно-Мугоджарский микроконтинент; М – Магнитогорский бассейн; Д – Денисовский бассейн; ВВ – Восточная вулканическая дуга; ЗУ – Зауральская зона; УФ – Уфимский амфитеатр; ЗУ – Западно-Уральская зона; ВУ – Восточно-Уральская зона

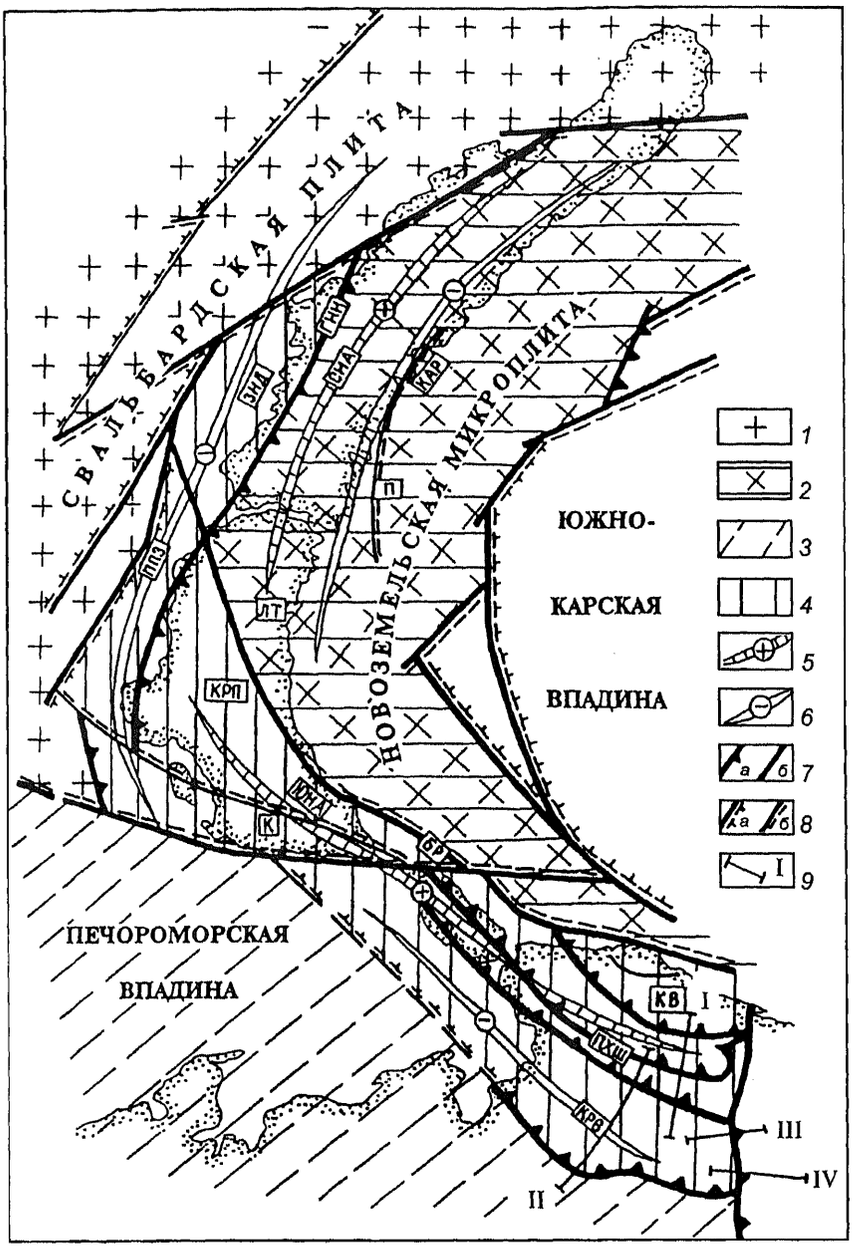


Рис. 5-19. Тектоническая схема Пайхойско-Новоземельского региона (Тектоника и металлогения Новой Земли, 1992)

1 – Свальбардская плита; *2* – то же, переработанная раннекиммерийским тектогенезом; *3* – Тимано-Печорская плита; *4* – Пайхойско-Новоземельский раннекиммерийский складчатый пояс; *5–6* – оси крупных структур: *5* – положительных, *6* – отрицательных; *7–8* – тектонические разрывы: *7* – на суше: *а* – главные надвиги, *б* – сбросы, *8* – в акватории: *а* – надвиги, *б* – сбросы; *9* – линии разрезов (см. рис.5-20). *Структуры*: СНА – Северо-Новоземельская антиформа, ЮНА – Южно-Новоземельская антиформа, ПХШ – Пайхойский шарьяж, КРП – Кармакульский прогиб, ЗНД – Западно-Новоземельская зона дислокаций, ПНЗ – Приновоземельский прогиб, КАР – Карский прогиб, ЛТ – Литкенская антиформа, КРВ – Коротаихинская впадина, КВ – Карская впадина. *Надвиги*: ГНН – Главный Новоземельский, БР – Байдарацкий, П – Пахтусовский, К – Калодкинский

тягивающийся вдоль юго-западного побережья Байдарацкой губы Карского моря.

Пайхой-Южноновоземельский сегмент включает на материке горное сооружение Пай-Хоя, о.Вайгач и Южный о-в Новой Земли, кроме его северо-восточной части, отделенной Байдарацким разломом. Этот сегмент имеет северо-западное простирание, но косо пересечен широтным разломом, проходящим через

пролив между о-вом Вайгач и Южным о-вом Новой Земли. Этот разлом на западе продолжается в море, где он имеет принципиальное значение в структуре всего региона, ибо отделяет Свальбардскую эпигренвильскую плиту от Тимано-Печорской эпибайкальской. Байкальский фундамент, представленный интенсивно дислоцированной флишоидной сланцево-алевритовой толщей верхнерифейско-вендского возраста, выступает и в пределах Пайхой-Южноновоземельского сегмента в районе Карских Ворот, на Вайгаче и Южном о-ве Новой Земли. Он перекрыт палеозоем с угловым и азимутальным несогласием, последнее в связи с тем, что складки данного комплекса имеют субширотное, а не северо-западное простирание.

На материке Пайхойское складчато-покровное сооружение окаймляется с юго-запада широким (до 100 км) *Коротаихинским молассовым прогибом*, на востоке ограниченным тем же меридиональным разломом, который отделяет Пай-Хой от Урала. Коротаихинский прогиб имеет глубину до 12–14 км и примерно на 2/3 выполнен верхнепермско-триасовой молассой. На северо-северо-западе на него надвинут Пайхойский ороген, на юго-юго-востоке его ограничивает узкое, но резко выраженное поднятие гряды Чернова с выходом на поверхность домолассового комплекса. Происхождение поднятия Чернова связывается В.В.Юдиным с общим срывом выполнения Коротаихинской впадины по соленосному горизонту верхнего ордовика под напором Пайхойского орогена. На западе поднятие Чернова надвинуто на чехол Тимано-Печорской плиты, на востоке – на Косью-Роговскую впадину – самое северное звено предуральских прогибов. Внутренняя структура Коротаихинского прогиба осложнена складками и надвигами, разделенными более широкими участками пологого залегания слоев.

Само Пайхойское сооружение характеризуется сложным покровно-надвиговым строением юго-юго-западной вергентности с амплитудой горизонтальных перемещений, нарастающей к северо-северо-востоку. Наиболее южная (юго-юго-западная) зона сложена карбонатными и флишевыми отложениями карбона – нижней перми, сходными со слагающими Западно-Уральскую зону. На эту зону по Главному Пайхойскому надвигу шарьированы сложно дислоцированные батиальные сланцевые образования верхнего кембрия – девона, которые и слагают осевую зону всего соору-

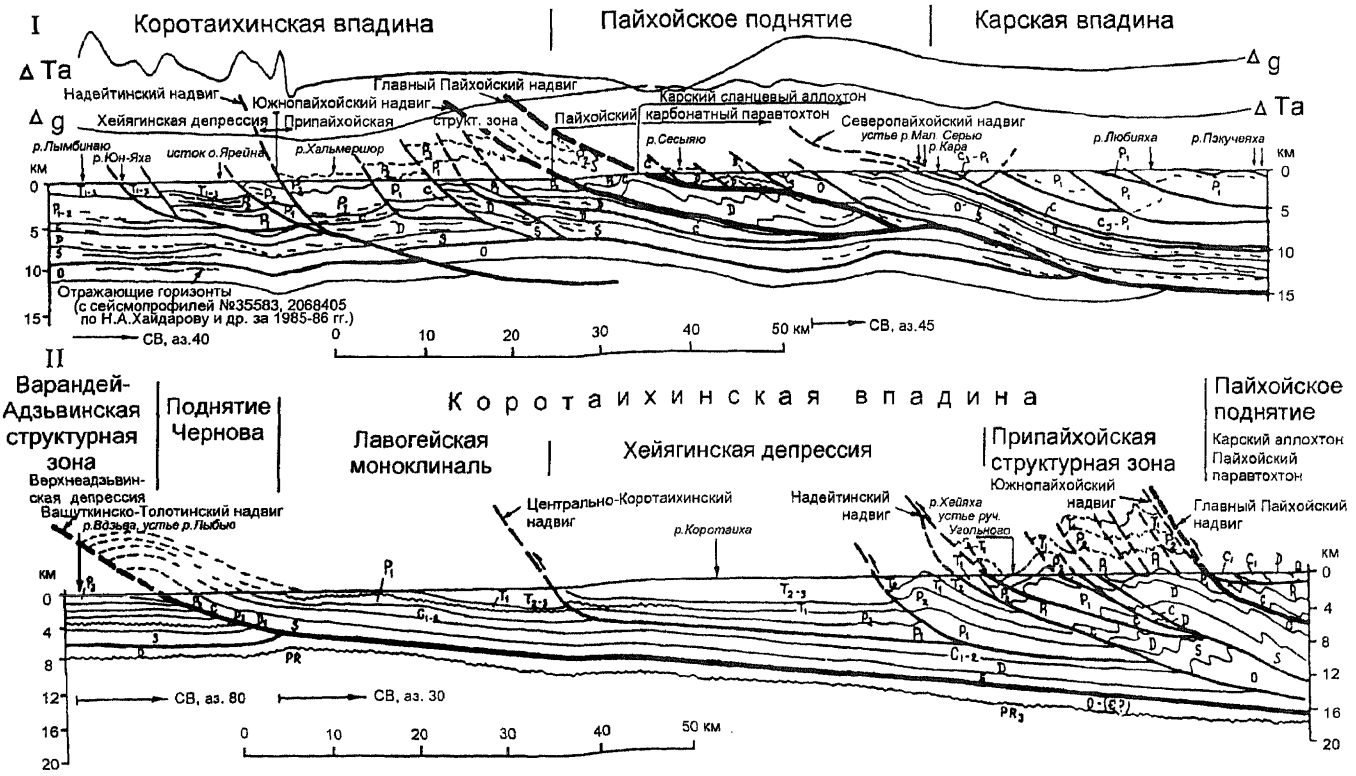


Рис. 5-20. Геолого-геофизические разрезы через Пайхойское поднятие (линия I) и Коротаихинскую впадину (линия II) (по В.В.Юдину)

жения. Эти толщи аналогичны батиальным образованиям Лемвинско-Сакмарской подзоны Западного Урала. На них, в свою очередь, надвинута с севера молассовая формация карбона–перми, выполняющая синформную – Карскую впадину, отделяющую Пай-Хой от Карского моря. Эта впадина также имеет чешуйчато-надвиговое строение (рис.5-20).

На о-ве Вайгач и Южном о-ве Новой Земли находят свое продолжение две первых зоны Пай-Хоя – шельфовая и батиальная, разделенные Главным надвигом, который, однако, здесь, как и другие разломы, становится крутым, но между разрывами развита сложная изоклинальная складчатость. Вместе эти зоны образуют Южно-Новоземельскую антиформу, которая на севере погружается под мощную толщу перми поперечного Кармакульского прогиба, как бы соединяющего Баренцевоморскую и Южнокарскую впадины.

Северный сегмент системы – *Североновоземельский*, слагается из антиформы и синформы, которые простираются вдоль острова в виде очень пологой дуги, слабо выпуклой к западо-северо-западу и надвинутой на Баренцевоморскую впадину, со стороны которой это сооружение сопровождается зоной крутых западно-вергентных дислокаций, в которых участвуют пермские и триасовые отложения. На северо-западном побережье острова выступает нижне- и среднепротерозойский метаморфический комплекс, аналогичный комплексу фундамента Свальбардской плиты. На нем несогласно залегает толща отложений верхнего протерозоя и кембро-силура, представленная в нижней части, до среднего ордовика включительно, слабометаморфизованной глубоководной флишоидной песчано-сланцевой формацией, а в верхней части – молассоидной известково-глинистой формацией верхнего ордовика – силура. Структура Североновоземельской антиформы, насколько можно судить по ее обнаженной части, ибо центральная часть острова покрыта ледниками, является очень неоднородной – надвиговые чешуи с изоклинальной складчатостью чередуются с полосами более спокойного строения.

Северная оконечность острова отсечена широтным разломом от остальной его части и сложена кембро-ордовикской молассой, собранной в пологие складки.

Раннекиммерийский возраст деформаций Пайхой-Новоземельской системы определяется тем, что в них участвуют отложения до триасовых включительно, в которые внедрены интрузии гранитоидов с возрастом 210–180 млн лет.

Из изложенного видно, что Пайхой-Новоземельская система развивалась в палеозое на континентальном основании, на юге подвергшимся деструкции в среднем и начале позднего девона с проявлениями основного магматизма и заложением глубоководного трога. На севере во второй половине карбона и перми шло мелководно-прибрежное карбонатно-терригенное осадконакопление. На юге с поздней перми началось заполнение некомпенсированного прогиба молассой. Формирование Пайхой-Новоземельской системы было, скорее всего, связано с раскрытием в ее тылу Южно-Карской впадины, о которой речь пойдет ниже.

5.6.3. Таймыр и Северная Земля

Таймырская покровно-складчатая система субширотного простирания занимает крайний север Средней Сибири, надвинута на древний северный край Сибирского кратона, а в ее тылу располагается архипелаг Северной Земли, вероятно отвечающий другому платформенному массиву – обломку Родинии. От Северного о-ва Новой Земли п-ов Таймыр отделен расстоянием в ~500 км; их соединяет подводный порог с о-вом Свердрупа, служащий разделом между южной и северной впадинами Карского моря. Вдоль этого порога протягивается крупный правый сдвиг северо-западного простирания, смещающий структуры Таймыра к югу относительно новоземельских.

В современной структуре южным ограничением Таймырской системы служит Енисей-Хатангский рифтогенный прогиб, наложенный на северную окраину древней Сибирской платформы (см. раздел 5.6.7). На востоке на него надвинута *Южно-Таймырская зона*, которая первоначально, до образования Енисей-Хатангского прогиба, представляла дистальную часть пассивной окраины Сибирского континента. Нижне- и среднепалеозойские отложения, залегающие в низах разреза зоны, представлены шельфовыми карбонатами, сменяющимися в среднем карбоне – низах перми так же морской мелководной флишоидной формацией, за которой следует паралическая угленосная формация верхов нижней и верхней перми, составляющая по объему основную часть разреза зоны. Заканчивается этот разрез на западе трапповой формацией верхов перми – низов триаса, одновозрастной и сходной (но не вполне) с трапповой формацией Тунгусской синеклизы. Наряду с преобладающими мафитами здесь наблюдаются небольшие тела субщелочных гранитоидов и даже нефелиновых сиенитов. На востоке разрез надстраивается средне- и верхнетриасовыми и юрскими континентальными и морскими терригенными отложениями молассоидного типа.

Мощная толща отложений, формирующих Южно-Таймырскую зону, довольно интенсивно, хотя и неравномерно дислоцирована с образованием надвиговых пластин южной вергентности. Деформации начались на западе, скорее всего, в конце триаса, а на востоке, очевидно, в конце юры, поскольку юра и триас залегают согласно и довольно круто, а в прилегающей части

Енисей-Хатангского прогиба в низах мела фиксируется четкое несогласие.

Центрально-Таймырская зона имеет весьма сложное строение. В ее южной части происходит переход от шельфовых отложений ордовика–девона к глубоководным глинисто-сланцевым (граптолитовые сланцы) и битуминозно-карбонатным. С севера на полосу развития этих отложений по Главному Таймырскому надвигу шарьированы образования аккреционного комплекса, включающие позднерифейские офиолиты и островодужные вулканиты, испытавшие деформации, метаморфизм и гранитизацию в начале венда, вендскую–нижнекембрийскую молассу и более молодой палеозойский чехол. Все эти образования участвуют в строении надвиговых чешуй и покровных пластин все той же южной вергентности, характерной для всего Таймырского сооружения (рис.5-21). Среди них особое место занимают пластины глубокометаморфизованных пород – гнейсов, гранитов (наиболее молодые из них имеют возраст 850 млн лет), поисхождение которых остается спорным (см. ниже).

Северо-Таймырская зона надвинута на Центрально-Таймырскую по второму крупнейшему на Таймыре разлому. Ее слагают в основном верхнерифейские флишоидные терригенные отложения, зонально метаморфизованные и гранитизированные. Они вмещают плутоны известково-щелочных коровых гранитоидов двух генераций – синколлизионной автохтонной с возрастом 306–275 млн лет (P_1) и постколлизионной аллохтонной с возрастом 264–251 млн лет (P_2).

Верхнерифейский метаморфический комплекс Северного Таймыра находит свое северо-восточное продолжение в восточной половине архипелага Северная Земля (о-в Большевик и восточная часть о-ва Октябрь-

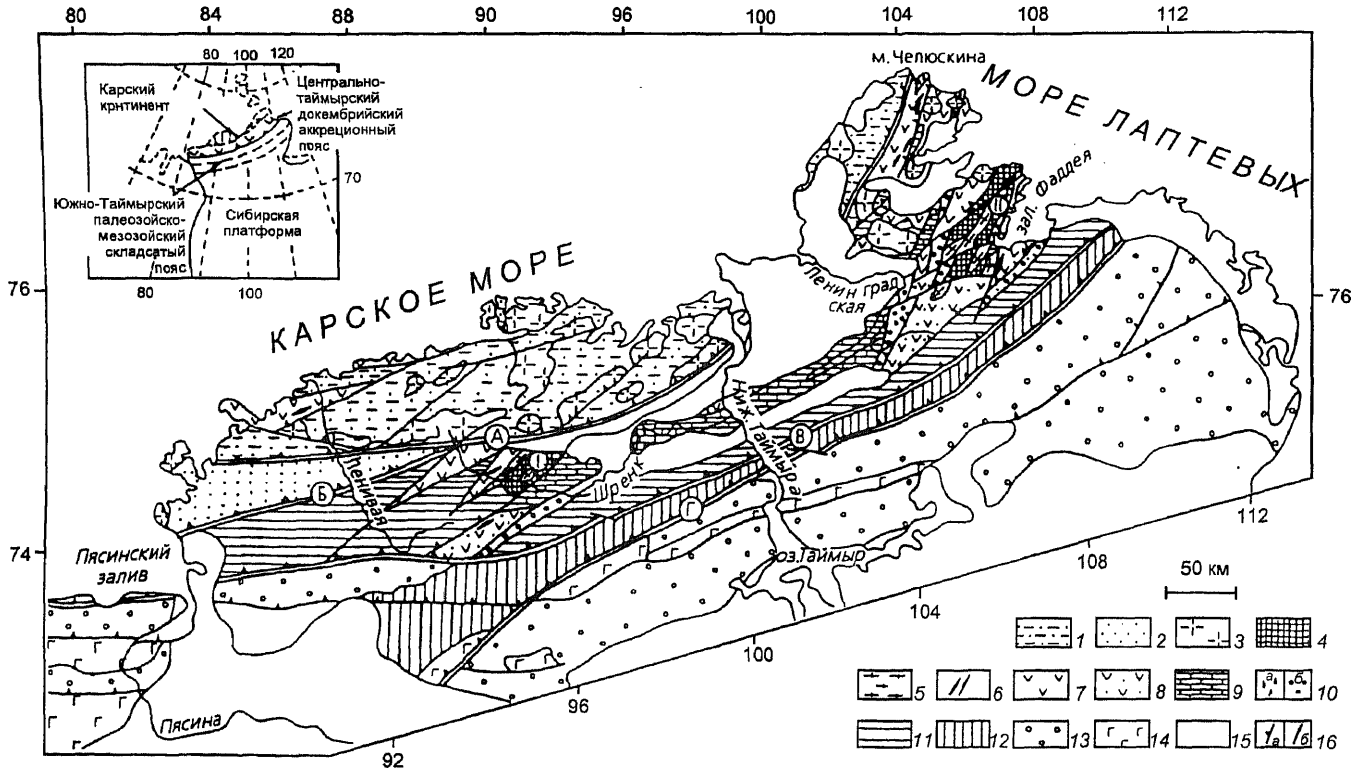


Рис. 5-21. Схема тектонического районирования Таймырской складчатой области (по В.А.Верниковскому)

Северо-Таймырская зона: *1, 2* – флишоидные отложения континентального склона Карского континента: *1* – позднерифейские, зонально метаморфизованные и гранитизированные (PR_3), *2* – венд-кембрийские, непереработанные (V–Є); *3* – позднепалеозойские коллизионные гранитоиды. *Центрально-Таймырская зона*: *4* – дорифейские (?) кристаллические комплексы Мамонто-Шренковского (I) и Фаддеевского (II) террейнов, переработанные (R_3); *5* – коллизионные граниты (R_3–V); *6* – офиолитовые образования (R_3); *7* – вулканогенные образования островодужного комплекса (R_3); *8* – вулканогенно-осадочные островодужные и задуговые отложения, нерасчлененные (R_3); *9* – террейны, сложенные позднерифейскими карбонатами; *10*: *а* – олистостромы, *б* – коллизионные молассы; *11* – терригенно-осадочные отложения чехла аккреционного блока (V–$Є_1$). *Южно-Таймырская зона*: *12, 13* отложения пассивной окраины Сибирского кратона: *12* – ордовикско-среднекаменноугольные карбонатные, *13* – позднекаменноугольно-пермские терригенные; *14* – верхнепермско-триасовые терригенно-вулканогенные образования рифтов; *15* – юрско-кайнозойские отложения; *16* – разрывные нарушения: *а* – надвиги, *б* – прочие разрывные нарушения. *Надвиги*: А – Главный Таймырский; Б – Диабазовый; В – Пясино-Фаддеевский; Г – Пограничный

ской Революции). В целом он рассматривается как образование склона и подножья гипотетического Карского континентального массива. В связи с этим возникает два предположения: 1) не являются ли экзотические глыбы древних (>850 млн лет) гнейсов и гранитов в Центрально-Таймырской зоне отторженцами, клиппами фундамента этого массива и 2) не служит ли этот фундамент и сам массив восточным продолжением Свальбардской плиты Баренцевоморского региона?

На северо-западе архипелага Северная Земля верхнерифейский комплекс уходит под более молодой чехол, начинающийся несогласно залегающей на рифее конгломерато-карбонатной формацией венда и более мощной флишоидной терригенной формацией кембрия, образующими как бы байкальскую молассу. Ордовик, местами несогласно залегающий на кембрии, представлен лагунной гипсоносной и пестроцветной карбонатной формацией. Отложения верхнего рифея – ордовика смяты в крутые линейные складки, на юге меридионального простирания, на севере образующие виргацию. Выше несогласно залегает шельфовая карбонатная формация силура и далее, с местным несогласием, лагунно-морская гипсоносная и красноцветная обломочно-карбонатная формация девона. Силур и девон дислоцированы значительно слабее досилурийских образований, особенно на западе.

Сложная история самостоятельного развития Таймыро-Североземельской области начинается, очевидно, с образования при распаде Родинии бассейна с океанской корой, реликтами которой являются офиолиты Центрального Таймыра. Этот бассейн отделил Карский эпигренвильский континент от Сибирского эпикарельского и представлял, по В.А.Верниковскому, часть Палеопацифика, а возможно, соединительное звено между Палеопацификом и Палеоазиатским океаном. Северо-Таймырская зона представляла Карскую окраину Центрально-Таймырского бассейна, Южно-Таймырская – Сибирскую окраину. Во второй половине позднего рифея в бассейне возникла вулканическая дуга, которая в начале венда столкнулась с окраиной Сибирского континента. В ордовике–девоне в южном тылу этой дуги образовался рифтогенный глубоководный прогиб.

Следующая коллизия, на сей раз между Карским и Сибирским континентами, имела место в конце перми – начале и середине триаса. Ее свидетельством является становление плутонов гранитоидов в Северо-Таймырской зоне и с нею же связано начало деформаций в Южно-Таймырской зоне. Но закончились эти деформации на востоке зоны только в начале мела, что можно объяснить лишь поддвигом Сибирского кратона под Таймыр в связи с его некоторым разворотом против часовой стрелки. Однако это предположение нуждается в палеомагнитном подтверждении.

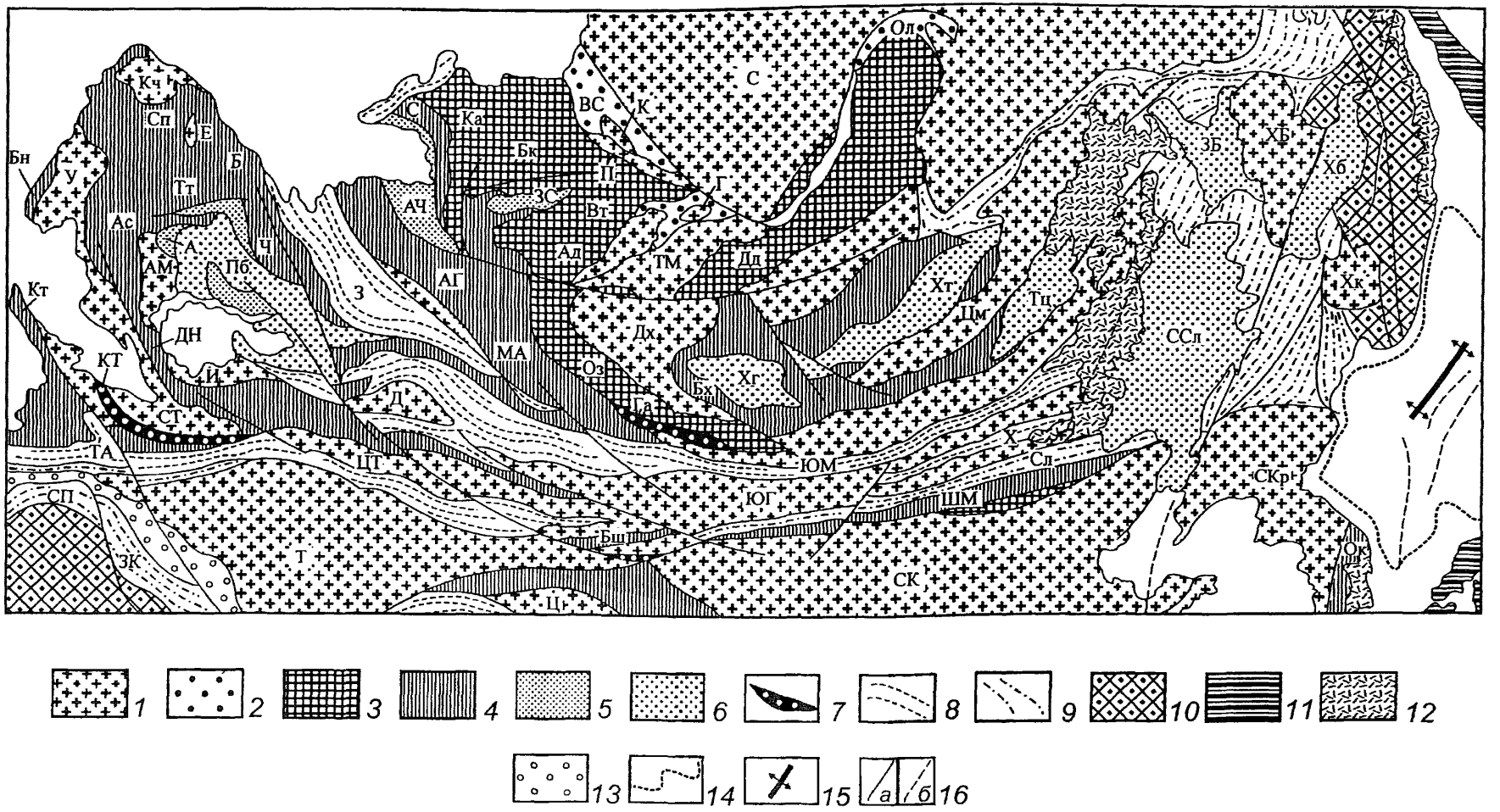
5.6.4. Центральный Казахстан и Тянь-Шань

Этот регион занимает центральное положение в Урало-Охотском поясе. На севере и северо-западе слагающие его домезозойские образования погружаются под молодой чехол Западно-Сибирской плиты, Тургайского прогиба и Туранской плиты и могут быть прослежены по данным бурения и геофизики; на востоке Обь-Зайсанская позднегерцинская зона служит разделом между данным регионом и Алтае-Саянским того же пояса, на юге он примыкает к Таримской докембрийской плите, а на юго-западе отделяется от Средиземноморского пояса погребенным продолжением Таримской платформы; здесь эти два пояса почти непосредственно соприкасаются друг с другом.

В самом общем плане в строении региона (рис. 5-22) можно различить три главных элемента (мегазоны). Центральное место занимает Казахстано-Киргизский срединный массив – микроконтинент в Палеоазиатском океане с докембрийским фундаментом, реконсолидированным в раннекаледонскую эпоху тектогенеза, в позднем ордовике. С юго-запада и юга его окаймляет каледоно-герцинская, подновленная на неотектоническом этапе покровно-слкдчатая система Тянь-Шаня (ее северная часть относится к первой мегазоне). На востоке и северо-востоке к массиву примыкают каледониды северо-восточного Казахстана, а южнее герциниды Джунгарии. Поскольку Казахстано-Киргизский микроконтинент был в основном рассмотрен выше, в разделе 5.6.2, ниже мы остановимся на двух других мегазонах.

5.6.4.1. Тянь-Шаньская каледоно-герцинская покровно-складчатая система

Эта система простирается на 3500 км через республики Центральной Азии, Казахстан, Узбекистан и Киргизию и северо-западный Китай (Синьцзян) от хр. Каратау на северо-западе до хр. Бэйшань на востоке (рис.5-23), сначала в северо-западном, а затем в субширотном направлении, достигая в ширину почти 300 км. Естественным восточным ограничением системы служит косой, северо-западного простирания Джунгарский разлом – правый сдвиг, протягивающийся из Центрального Казахстана, возникший в позднем палеозое и активный и в современную эпоху. Он отделяет Тянь-Шаньскую систему от Джунгарской, о которой речь пойдет в следующем параграфе. На северо-востоке и севере Тянь-Шаньская система граничит с Казахско-Киргизским микроконтинентом, к основной части которого принадлежит и Северный Киргизско-Китайский Тянь-Шань, представляющий его резко поднятую на неотектоническом этапе южную окраи-



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

13 14 15 16 а б

Рис. 5-22. Тектоническая схема Центрально-Азиатского складчатого пояса (по А.А.Моссаковскому и др., с дополнениями)

1 – платформы и микроконтиненты: С – Сибирская платформа, П – Протеросаян, К – Канская, Г – Гарганская, М – Муйская «глыбы», Т – Таримская, СК – Северо-Китайская платформы, Кч – Кокчетавский, У – Улытауский, АМ – Актау-Моинтинский, И – Илийский, СТ – Северо-Тяньшанский, ЦТ – Центрально-Тяньшанский, Д – Джунгарский, ТМ – Тувино-Монгольский, Дх – Дзабханский, ЦМ – Центрально-Монгольский, ЮГ – Южно-Гобийский, Ц – Цайдамский, ХБ – Хингано-Буреинский, Хк – Ханкайский массивы; СКр – Сино-Корейский щит. *2–4* – аккреционные складчатые системы: *2* – позднерифейские: ВС – Восточный Саян, Ол – Олокитская зона; *3* – салаирские: КА – Кузнецкий Алатау, БК – Батеневский кряж, ЗС – Западный Саян, ВТ – Восточно-Тувинская, Ад – Агардакская, Дд – Джидинская, Оз – Озерная зоны; *4* – каледонские: Бн – Байконурская, Кт – Каратауская, ДН – Джалаир-Найманская, Ас – Атасуйская, Тт – Тектурмасская, Сп – Степнякская, Е – Еректауская, Б – Бощекульская, Ч – Чингизская зоны, С – Салаир, АГ – Горный Алтай, МА – Монгольский Алтай, Бх – Баянхонгор, Бш – Бэйшань, ШМ – Шар-Мурэн, Ок – складчатая зона Окчхон. *5, 6* – остаточные или наложенные прогибы: *5* – каледонские: А – Агадырский, АЧ – Ануйско-Чуйский, *6* – варисцийские и постварисцийские: Пб – Прибалхашский, Хг – Хангайский, Хт – Хэнтэйский, Тц – Тамцагский, ЗБ – Зейско-Буреинский, Хб – Хабаровский, ССл – синеклиза Суньляо. *7–11* – коллизионные складчатые системы и сутуры: *7* – каледонские: КЕ – Киргизско-Терскейская, ГА – Гоби-Алтайская; *8* – варисцийские: ТА – Туркестано-Алайская, З – Зайсанская, ЮМ – Южно-Монгольская, Х – Хегешаньская; *9* – индосинийские и поздневарисцийские: СЛ – Солонкер-Линьсийская, ЗК – Западный Куньлунь, СП – Северный Памир; *10* – киммерийские; *11* – альпийские. *12* – мезозойско-кайнозойские вулкано-плутонические пояса; *13* – Предкуньлунский прогиб; *14* – границы задугового бассейна Японского моря; *15* – положение оси спрединга; *16* – важнейшие разломы: *а* – достоверно установленные, *б* – предполагаемые

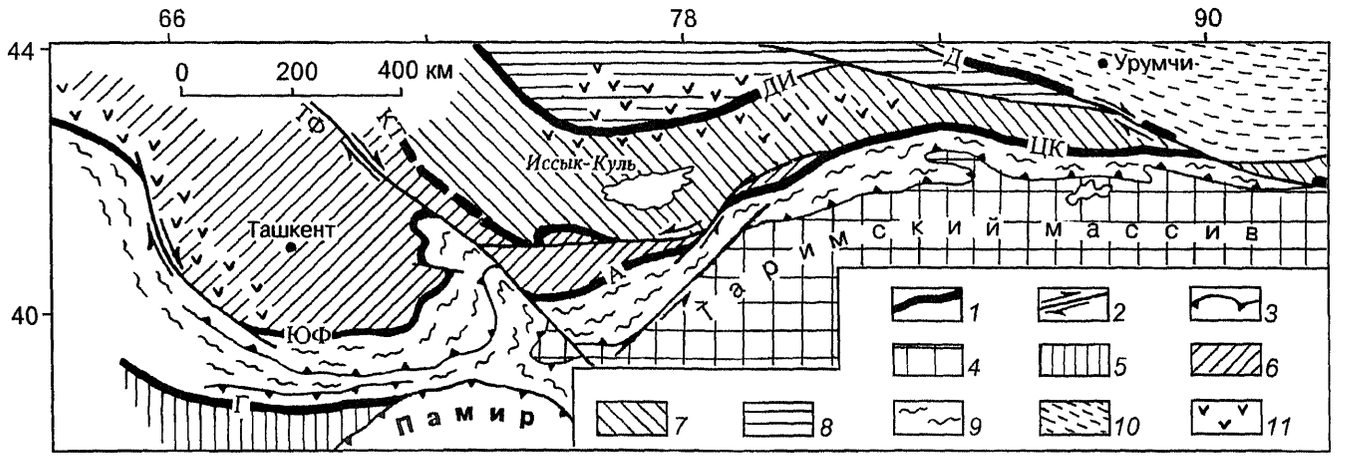


Рис. 5-23. Соотношение главных структурных единиц в палеозоидах Тянь-Шаня (по Ю.С.Биске и М.Г.Ломизе)

1 – офиолитовые сутуры: Гиссарская (Г), Южно-Ферганская (ЮФ), Атбашинская (А), Цинбулак-Кавабулакская (ЦК), Киргизско-Терскейская (КТ), Джалаир-Илийская (ДИ), Джунгарская (Д); *2* – сдвиги: Таласо-Ферганский (ТФ), Джунгарский (Д); *3* – надвиги; *4–8* – области догерцинской консолидации: *4* – Таримский массив, *5* – Каракумско-Таджикский массив, *6* – Срединный Тянь-Шань, *7* – Северный Тянь-Шань, *8* – массивы Балхашский и Борохоро; *9* – герцинская складчато-покровная система Южного Тянь-Шаня; *10* – Южно-Джунгарская система складчатых герцинид; *11* – позднепалеозойские вулканические пояса. В Синьцзяне тектонические единицы Северного, Срединного и Южного Тянь-Шаня не совпадают по названию с одноименными горными грядами

ну. В раннекаледонскую эпоху к Казахско-Киргизскому микроконтиненту примкнула мегазона Срединного Тянь-Шаня, до этого представлявшая начиная с венда или начала кембрия самостоятельный микроконтинент, продолжением которого на северо-западе служит Сырдарьинский погребенный докембрийский массив, а аналогом в структуре Урала – Зауральская зона. Наибольшим структурно-историческим единством отличается Южно-Тяньшаньская мегазона, особенно в своей восточной части, отделенной от западной другим, после Джунгарского, крупным правым сдвигом северо-западного простирания – Таласо-Ферганским, делящим весь Тянь-Шань на Западный и Восточный и уходящим на северо-западе в хр. Каратау. Южно-Тяньшаньская мегазона граничит в Восточном Тянь-Шане с Таримской платформой. В Западном Тянь-Шане она расширяется и включает на юге узкий Алайский микроконтинент, рассматриваемый как продолжение Таримского, и еще южнее – Зеравшанскую зону, граничащую уже с Каракумо-Таджикским микроконтинентом, на северный край которого наложена Южно-Гиссарская–Калаихумбская офиолитовая зона. В этих границах Южно-Тяньшаньская мегазона в орографическом плане захватывает и северные хребты Памира, отделенные в современном рельефе Алайской долиной. К тому же Зеравшанская зона находит свое северо-западное продолжение в Туаркыре и Мангышлаке и далее в Предкавказье, т.е. принадлежит уже Средиземноморскому поясу. Однако ее строение будет рассмотрено в данном разделе вместе с остальным Южным и Срединным Тянь-Шанем.

Срединный Тянь-Шань. Эта мегазона наиболее четко выражена в Киргизии к востоку от Таласо-Ферганского разлома, а восточнее, в Синьцзяне, она выклинивается, а ограничивающие ее сутуры сливаются. Граница между Срединным и Северным Тянь-Шанем была давно намечена В.А.Николаевым и стала называться «линией Николаева»; ныне ее называют Киргизско-Терскейской (она проходит между этими хребтами), так же как и бассейн с океанской корой, в результате закрытия которого в позднем ордовике она образовалась. Другая сутура – Атбаши-Илынчекская, отделяет Срединный Тянь-Шань, а на китайской территории – Северный Тянь-Шань от Южного. Грубо говоря, Срединный Тянь-Шань занимает и в историческом плане промежуточное положение между в основном каледонским Северным Тянь-Шанем и «чисто» герцинским Южным Тянь-Шанем, испытав воздействие как каледонского, так и герцинского тектогенеза и магматизма.

Срединный Тянь-Шань обладает раннедокембрийским фундаментом, обнаженным к югу от оз. Иссык-Куль и покрытым позднедокембрийским–раннепалеозойским шельфовым карбонатно-терригенным чехлом, составляющим автохтон или паравтохтон. Бассейн с океанской корой, отделивший его от Казахстании, возник в конце венда – начале кембрия и активно раскры-

вался до тремадока включительно, причем достаточно рано в нем появилась энсиматическая вулканическая дуга, расположенная вблизи северной (тогда западной) активной окраины бассейна. В арениге бассейн вступил в стадию замыкания, которая в основном завершилась в карадоке. Она была вызвана субдукцией коры бассейна под Северный Тянь-Шань и сопровождалась образованием на северотяньшаньской окраине вулканического пояса и накоплением на ее склоне турбидитов и олистостром.

Коллизия Северо- и Срединно-Тяньшаньского континентальных блоков в позднем ордовике имела также своим следствием обдукцию офиолитов на окраину первого из них, складчатость и надвиги южной вергентности, перемещения по сдвигам и, наконец, внедрение крупных плутонов гранитоидов, продолжавшееся и в силуре. Одновременно, включая ранний девон, продолжался и вулканизм.

С этого времени Срединный Тянь-Шань вошел в состав Казахско-Киргизского микроконтинента и в среднем и первой половине позднего девона стал ареной накопления мощной и грубой красноцветной молассы типа британского Олд Реда, очевидно, за счет сноса с центральных районов микроконтинента. Затем, в фамене – раннем карбоне наступила эпоха ослабления тектонической активности и трансгрессии с превращением мегазоны в карбонатную платформу – пассивную окраину располагавшегося южнее Туркестанского бассейна с океанской корой. Но в конце раннего – начале среднего карбона пассивная окраина превратилась в активную благодаря субдукции коры Туркестанского «океана» и была надстроена мощным вулкано-плутоническим поясом, протянувшимся сюда с Урала. Развитие этого пояса продолжалось в течение всего позднего палеозоя; он наиболее полно представлен в Кураминском хребте, отделяющем Ташкентский оазис от Ферганской долины.

Строение Срединного Тянь-Шаня к западу от Таласо-Ферганского разлома несколько отличается от охарактеризованного выше для его восточного сегмента. Офиолитовая сутура здесь обнажена только на небольшом участке в Чаткальском хребте, докембрийский фундамент выступает лишь в Кассанском поднятии в северном борту Ферганской впадины, нижний палеозой имеет малую мощность. Зато более полно развит терригенный силур.

Слагающие Срединный Тянь-Шань толщи в итоге двух эпох деформаций – каледонской и герцинской, приобрели довольно сложную структуру, характеризующуюся, в частности, надвигами как северной, так и южной вергентности. Наблюдаются и сдвиговые смещения.

Южный Тянь-Шань. Эта мегазона отличается выдержанностью своего строения на протяжении 3500 км от хр.Султан-Увайс к югу от Аральского моря через Кызылкумы и вдоль всего Тянь-Шаня. Ее северо-восточным в Кызылкумах и северным в Тянь-Шане ограничением является хорошо выраженная офиолитовая сутура, наилучше изученная в Южной Фергане. Обнаженные в ней офиолиты рассматриваются как литосфера Туркестанского океана (В.С.Буртман), отделившего начиная с конца венда – начала кембрия Казахстано-Киргизский микроконтинент от Таримского континента на востоке и Алайского микроконтинента на западе. Ю.С.Бискэ выделяет две фазы раскрытия этого океана: первая длилась до среднего ордовика, а вторая относится к силуру и раннему девону. Первая фаза является одновременной с фазой раскрытия, вероятно, более узкого Киргизско-Терскейского бассейна, а вторая, напротив, совпадала с эпохой замыкания последнего и коллизии Срединного Тянь-Шаня с Северным. Но зато синхронно со второй фазой развития Туркестанского океана, вернее одного из окраинноморских бассейнов Палеоазиатского океана, началось раскрытие более южного (в современных координатах) Зеравшанского «океана», представлявшего также окраинное море, но Палеотетиса. Этот бассейн отделил Алайский микроконтинент от Каракумо-Таджикского и так же развивался до раннего девона включительно. В ту же раннедевонскую эпоху началась субдукция литосферы Туркестанского бассейна под Казахстано-Киргизский микроконтинент; в среднем карбоне, с окончанием поглощения океанской литосферы произошла коллизия Алайского микроконтинента и Таримского континента с Казахстано-Киргизским, с подвигом первых под последний. Но еще раньше, в турнейском веке раннего карбона за счет раскола северной окраины Каракумо-Таджикского микроконтинента образуется узкий Южно-Гиссарский бассейн с корой океанского типа, вероятно, самый узкий из тяньшаньских бассейнов и наиболее быстро замкнувшийся уже в среднем карбоне. В итоге, в среднем карбоне уже весь Южный Тянь-Шань вступил в орогенный этап своего развития, который продолжался до конца перми.

В соответствии с поперечной зональностью и стадийностью развития в Южном Тянь-Шане наблюдается следующая латеральная и вертикальная последовательность осадочных и вулканогенных формаций (рис.5-24). Распространение офиолитов естественно приурочено или тяготеет к перечисленным выше сутурным зонам. Карбонатная платформа, перекрывавшая Алайский микроконтинент, была сформирована в силуре – раннем девоне и просуществовала до середины московского века среднего карбона. Образованию этой карбонатной платформы предшествовали каледонские деформации вулканогенно-осадочного чехла микроконтинента, особенно ярко проявленные в Кызылкумах. Нуратау-Алайская карбонатная платформа, как

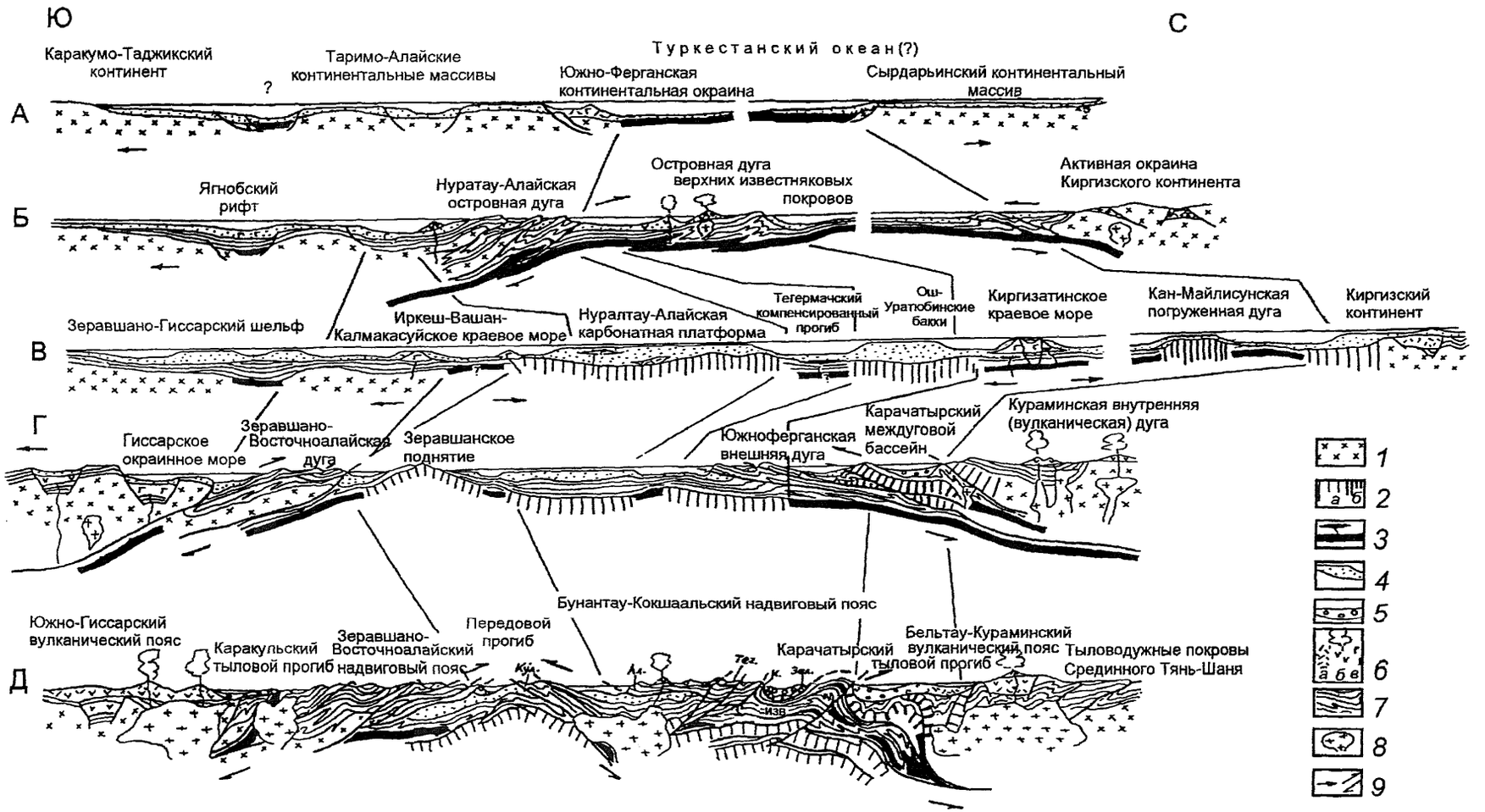


Рис. 5-24. Геодинамическая модель Южно-Тяньшаньских палеозоид (по Ю.С.Бискэ)

Профили изображают реконструкции поперечного сечения области на следующие моменты: А – середина кембрия, Б – середина силура, В – конец среднего девона, Г – начало среднего карбона, Д – середина ранней перми. Масштаб условный. Литосфера: 1 – континентальная докембрийская; 2 – новообразованная в островных дугах ("каледонская"), в том числе: *а* – с преобладанием осадочных пород и чешуй древнего фундамента (?), субконтинентальная, *б* – с преобладанием метаморфизованных офиолитов, субокеаническая; *3* – океаническая или субокеаническая, недеформированная, а также залежи габбро-гипербазитов в осадочном слое. Поверхностные образования: *4* – различные по составу отложения последней стадии; из них выделены: *5* – молассы, *6* – вулканические постройки и вулканиты, в том числе: *а* – преимущественно кислые, *б* – средние, *в* – основные; *7* – супракрустальные образования предшествующих стадий и их деформаций; *8* – гранитоиды; *9* – направление относительных движений литосферных пластин: *а* – растяжение, *б* – сжатие, субдукция. Тектонические покровы на профиле: Зел – зеленосланцевый, К – Киргизатинский, Изв – известняковый, Тег – Тегермачский, Ал – Алайский, Кул – Кульгеджилинская единица

и другие биостромы, в пределах относительно мелководных участков бассейнов с океанской корой явились источником олистолитов и олистоплак, порой огромных размеров, во флишево-олистостромовой толще среднего–верхнего карбона и в более древних флишевых формациях. Последние, нередко с повышенной кремнистостью, выполняют ранее возникшие глубоководные бассейны. Наибольшим распространением флишевая формация пользуется в силуре Западного Тянь-Шаня. Еще одним типом доорогенных отложений является также глубоководная известково-кремнисто-сланцевая формация малой мощности, выполняющая некомпенсированные троги, возникшие при деструкции северного края Алайского микроконтинента в девоне. Начало орогенного этапа ознаменовалось накоплением упомянутой выше флишево-олистостромовой толщи, продолжавшимся на крайнем юге до начала перми. Эта толща содержит конседиментационные гравитационные покровы, во фронтальной части распадающиеся на олистоплаки и олистолиты, иногда образующие целые горы. Нижняя пермь представлена морской (на севере) молассой, на юге флишоидной формацией, а верхняя – грубой континентальной красноцветной. В тылу двигавшихся к югу покровов накопление моласс в межгорных прогибах началось уже в среднем карбоне.

Южный Тянь-Шань имеет типично выраженную покровную структуру (см. рис.5-24), впервые установленную в 1960 г. Г.С.Поршняковым. Тектонические покровы двигались в Восточном Тянь-Шане и в северной Букантау-Кокшаальской зоне Западного Тянь-Шаня к югу и развивались в том же направлении. Нижние покровы сложены карбонатами сорванного чехла Алайского микроконтинента; они надвинуты в Западном Тянь-Шане на верхнепалеозойский флиш, а в его восточной части и в Восточном Тянь-Шане этот флиш выполняет передовой прогиб и подстилается кремнисто-карбонатным конденсированным нижним карбоном и мощным терригенным девоном склона Таримского континента. Деформации затронули и шельф окраины Тарима, включая и внутренний шельф в районе гор Келпинтаг. На карбонатных покровах стратиграфически залегает флишево-олистостромовая толща среднего–верхнего карбона, а выше, уже тектонически, кремнисто-сланцевые покровы силура – нижнего карбона. Следующая группа покровов сложена основными вулканитами силура – нижнего девона, перекрываемыми пелагическими кремнисто-карбонатными отложениями. И наконец, самая верхняя группа покровов образована офиолитами и возникшими в основном по ним же метаморфитами – зелеными сланцами, реже амфиболитами, эклогитами, голубыми сланцами.

В ранней перми весь этот пакет покровов был сложно дислоцирован в систему син- и антиформ, а в его тылу на юге Ферганской впадины и в Кызылкумах возник тыльный молассовый прогиб. С эпохой этих деформаций совпадает внедрение раннего комплекса коллизионных гранитоидов (330–300 млн лет).

В сакмарском веке ранней перми структура усложнилась горизонтальным изгибом складок, наиболее ярко проявленным в образовании знаменитой Восточно-Ферганской сигмоиды, впервыые описанной Д.И.Мушкетовым. Эти изгибы сопряжены с движениями по левосторонним продольным сдвигам. Вскоре после образования Восточно-Ферганской сигмоиды в ее вершине произошел разрыв, началось образование Таласо-Ферганского сдвига, смещение по которому к концу перми достигло 170 км и продолжается и в современную эпоху.

В Западном Тянь-Шане, как указывалось выше, к югу от основного покровно-надвигового Букантау-Кокшаальского пояса выделяется более южный Гиссаро-Восточноалайский пояс, характеризующийся уже не южным, а северным направлением смещения покровов. Разделом между ними служит сдавленный встречными надвигами узкий молассовый прогиб. Последовательность покровных пластин в этом поясе не расшифрована столь детально и уверенно, как в Букантау-Кокшаальском поясе. В строении покровов участвуют практически те же типы формаций, но определенным отличием служит появление флишево-олистостромовой формации уже в раннем карбоне. Она слагает один из нижних покровов этого пояса, надвинутый на передовой прогиб, выполненный флишево-олистостромовой формацией более молодого возраста (верхи нижнего – верхний карбон). Местами из под этого надвига появляются чешуи известняков девона. Средние покровные пластины сложены девонскими ($D_{2\ 3}$) вулканитами, а выше – среднепалеозойскими известняками, в нижней части разреза шельфовыми, а выше глубоководными, кремнистыми, стратиграфически перекрываемыми флишево-олистостромовыми образованиями нижнего карбона. А в еще более высоких (гипсометрически) покровах появляются нижне- и среднепалеозойские зеленые сланцы, образованные по офиолитам Зеравшанского «океана». Весь этот пакет Зеравшано-Восточноалайских покровов сопровождается с юга тыловым Каракульским прогибом. На этот прогиб с юга надвинут Южно-Гиссарский карбон-пермский вулкано-плутонический пояс, включающий огромный Гиссарский гранитный батолит. Этот пояс наложен уже на северный край Каракумо-Таджикского микроконтинента с докембрийским фундаментом и чехлом из терригенного верхнего ордовика – нижнего силура и карбонатного верхнего силура – среднего девона. Образование Южно-Гиссарского вулкано-плутонического пояса достаточно очевидно связано с субдукцией литосферы Зеравшанского «океана» под микроконти-

нент, а в визе–башкире пояс осложнился рифтом, породившим Южно-Гиссарский бассейн с океанской корой, вероятно красноморского типа. Этот бассейн вскоре, уже в среднем–позднем карбоне, испытал замыкание.

Завершение становления покровно-складчатой структуры Южного Тянь-Шаня сопровождалось интрузиями гранитоидов не только в обрамляющих поясах – Кураминском и Южно-Гиссарском, но и в пределах центральной части самого покровно-складчатого сооружения. Эта генерация гранитоидов имеет возраст конца карбона – перми (290–250, с кульминацией 270 млн лет) и включает субщелочные и щелочные разности.

Итак, герцинский тектогенез и магматизм завершился в Тянь-Шане к началу триаса (рис.5-25). Затем последовал длительный этап спокойного, платформенного развития, продолжавшийся до начала олигоцена, т.е. на протяжении >200 млн лет. В течение этого интервала времени Тянь-Шань представлял южную окраину молодой Туранской платформы. Правда, в пределах того же интервала проявилось две эпохи некоторой активизации тектонических движений. Первая приходится на среднюю юру; она проявилась образованием приразломных прогибов вдоль Таласо-Ферганского разлома в хр. Каратау и Ферганском хребте, а также в районе Иссык-Куля с накоплением озерно-болотных угленосных толщ. Вторая относится к раннему мелу и знаменовалась появлением в разрезе крупнообломочных континентальных красноцветов. Она явилась, очевидно, отголоском позднекиммерийских деформаций в Центральном Памире.

Начавшийся в олигоцене неотектонический этап, вызванный коллизией Индийской и Евразийской ли-

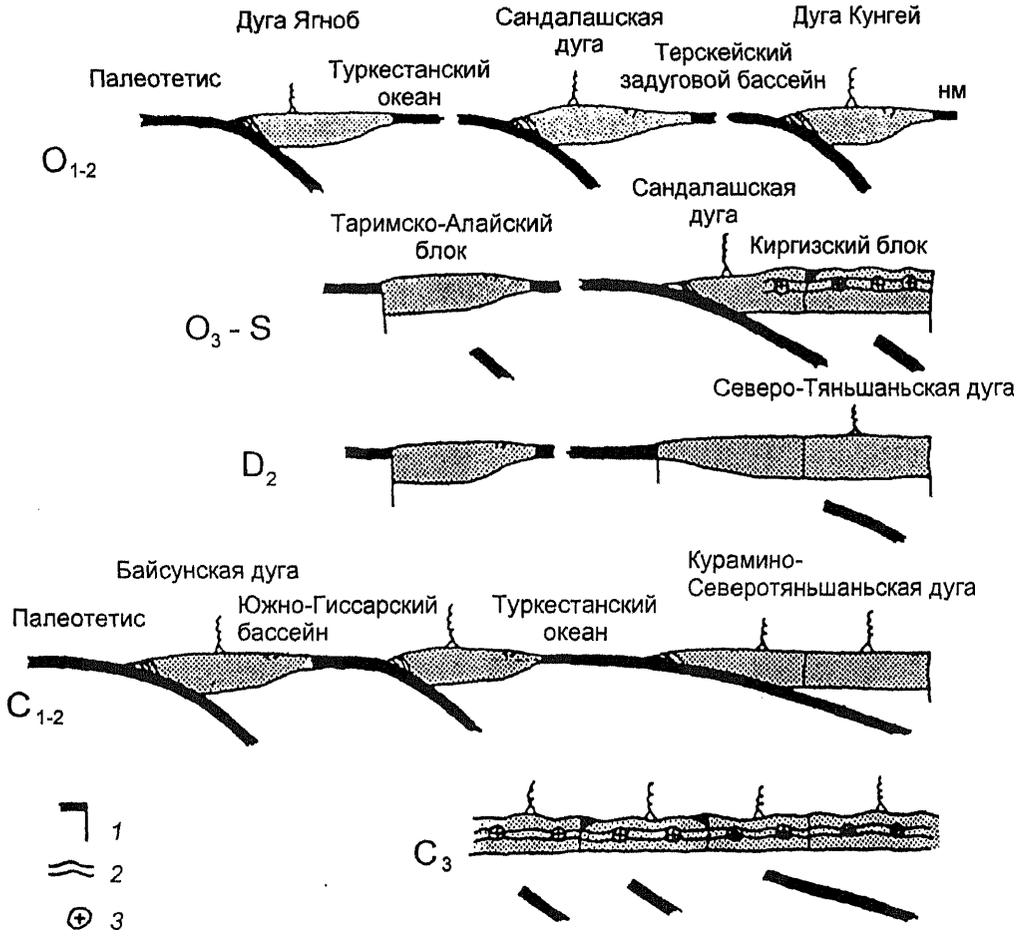


Рис. 5-25. Геодинамические профили через Тянь-Шань (по В.С.Буртману)

Океанская кора показана черной заливкой, континентальная – мелким пунктиром; показаны пассивные и активные окраины; НМ – Ханты-Мансийский задуговой бассейн. *1* – сдвиговые и трансформные окраины; *2* – деформации; *3* – коллизионные граниты

тосферных плит, привел в Тянь-Шане к возрождению горного рельефа. Поднятия нарастали в течение этого этапа, достигнув кульминации в среднечетвертичное время. Деформации выразились не только в образовании складок большого радиуса, но и в складчато-надвиговых дислокациях северной вергентности (местами, в частности на севере Ферганской впадины, наблюдается обратная вергентность). Эти дислокации распространились в новейшее время и на территорию Кызылкумов. Между горными хребтами возникли впадины, самые крупные – Ферганская и Таджикская; они будут рассмотрены в разделе 5.6.8.

5.6.4.2. Каледониды северо-востока Центрального Казахстана и герциниды Джунгарии

К востоку и северо-востоку от Казахско-Киргизского микроконтинента и восточного окончания Тянь-Шаня и к юго-западу от Обь-Зайсанской позднегерцинской складчатой зоны лежит область весьма сложного строения, северная часть которой завершила свое активное развитие к девону, а южная, Джунгарская – в позднем палеозое. Границей между ними служит девонский краевой вулкано-плутонический пояс, имеющий форму открытой к югу подковы, западная половина которой примыкает к Казахско-Киргизскому микроконтиненту, а восточная разграничивает каледониды и герциниды. Внутренняя структура области отличается сочетанием структурных единиц различного простирания – северо-восточного, северо-западного, субмеридионального, субширотного; поэтому она часто описывается как «мозаичная». Но такой характер этой структуры явно вторичен и обязан расчленению сдвигами первичных структур, в основном вулканических дуг. Наболее существенную роль играет Центрально-Казахстанский меридиональный разлом – сдвиг, простирающийся из района Павлодара к оз. Балхаш. Все же можно отметить преобладание в современной структуре северо-западного сектора простираний от северо-восточных до широтных. Южнее и к востоку от Центрально-Казахстанского разлома уже господствуют северо-западные простирания, параллельные Иртыш-Зайсанской зоне, но на юге, в Джунгарии, они прерываются северо-восточными, затем сменяющимися западо-северо-западными (см. рис.5-22).

Северный, каледонский сегмент области представляет коллаж офиолитовых поясов венд-ордовикского возраста, отвечающих окраинноморским бассейнам, поясов островодужных вулканитов кембрийско-ордовикского возраста и континентальных блоков, отколотых от Казахско-Киргизского микроконтинента в процессе позднерифейско-вендского рифтинга. Наиболее протяженными элементами этого коллажа являются Джалаир-Найманская офиолитовая зона северо-северо-западного простирания – продукт рифтогенеза и спрединга красноморского типа, отколовшего от Казахстании Актау-Моинтинскую глыбу, и протянувшаяся вдоль северо-восточной границы области с северо-запада на юго-восток Бощекуль-Чингизская вулканическая дуга, продолжавшая свое развитие в силуре. Широтное ответвление этой раннепалеозойской окраины западнотихоокеанского типа внедрилось с востока в Казахско-Киргизский микроконтинент в виде Джаркаинагач-Калмыккульского бассейна, отколов от последнего Кокчетавскую глыбу. Основной эпохой формирования коллажа был поздний ордовик – таконская эпоха глобального тектогенеза. Энергичные складчато-надвиговые деформации сопровождались обдукцией офиолитовых покровов на восточный край микроконтинента, а также становлением многочисленных и крупных плутонов гранитоидов не только в пределах бывшей океанской области, но и микроконтинента, от Кокчетава до Северного Тянь-Шаня включительно, очевидно вследствие субдукции океанской литосферы под микроконтинент.

В силуре вдоль восточного и южного краев испытавшего поднятие микроконтинента началось накопление красноцветной грубой молассы, а также наземные вулканические извержения, предвосхитившие образование в девоне упоминавшегося уже выше мощного вулкано-плутонического пояса. В тылу накапливаются молассы, наибольшей (4–5 км) мощности – в новообразованных Тенизской и Джезказганской впадинах. А перед фронтальной частью вулкано-плутонического пояса накапливается туфогенно-терригенный флиш обособившегося в это время Джунгаро-Балхашского бассейна, достигающий в преддуговом прогибе огромной – 15 км – мощности. В середине среднего девона проявляются деформации сжатия, усложняющие структуру каледонид и отвечающие тельбесской фазе тектогенеза, установленной в Алтае-Саянской области (см. раздел 5.6.4.3). Вслед за этим в обстановке рифтинга в тылу вулканического пояса формируются задуговые впадины, в которых временами в условиях некомпенсированного погружения отлагались черные сланцы. Развитие этих впадин продолжалось и в раннем карбоне. Между тем на микроконтиненте в фамене–визе отлагался мелководно-морской карбонатный чехол.

В середине раннего карбона новый вулкано-плутонический пояс возникает на юго-востоке области, смещенный в этом направлении по отношению к девонскому. Он охватывает подковой сузившийся Джунгаро-Балхашский бассейн, обмелевший и заполняемый в течение позднего палеозоя туфогенно-терригенными осадками мощностью до 3 км. В середине визейского века выполнение бассейна начинает испытывать сжа-

тие, новые импульсы которого повторяются в позднем палеозое.

Оживление в позднем палеозое поднятий на микроконтиненте сопровождается накоплением в Тенизской и Джезказганской впадинах обломочных толщ мощностью до 4,5 км. Восточнее в среднем карбоне обособляется широтный Карагандинский бассейн с накоплением лимнической угленосной толщи, сменяемой вверх по разрезу континентальными отложениями.

Джунгаро-Балхашская герцинская складчатая система на востоке приобретает субширотное простирание и через меридиональный разлом сочленяется с Западно-Джунгарской системой, простирающейся в аномальном для области северо-восточном направлении и почти под прямым углом срезающей южное окончание Бощекуль-Чингизской каледонской вулканической дуги. А.А.Моссаковский с коллегами недавно высказали предположение, что Западно-Джунгарская система приурочена к палеотрансформному разлому (Трансджунгарскому), функционировавшему с раннего девона до начала среднего карбона включительно.

Западно-Джунгарская система сложена мощной толщей средне- и верхнепалеозойских осадочно-вулканических образований, в основании которой первично залегала океанская кора, представленная девонскими ($D_{1\ 2}$) и, возможно, более древними офиолитами. Все эти отложения были деформированы начиная со среднего карбона в складки и надвиги юго-восточной вергентности, а затем вместе с пермскими молассами пронизаны плутонами гранитоидов.

С северо-восточным окончанием Западно-Джунгарской системы под прямым углом сочленяется сходно построенная и одновозрастная *Восточно-Джунгарская система*, вытянутая уже в генеральном северо-западном направлении. Эти две системы составляют северное обрамление треугольной Джунгарской впадины, южным ограничением которой служит так же позднегерцинская *Южно-Джунгарская складчато-покровная система*, продолжающая Южно-Тяньшаньскую систему по другую сторону Джунгарского разлома. Присутствие среднепалеозойских офиолитов указывает на энсиматическую природу Южно-Джунгарской системы. Выше по ее разрезу они сменяются островодужными вулканогенно-терригенными образованиями; заканчивает этот разрез грубая континентальная моласса верхней перми. Герцинские деформации начинаются перед средним, возобновляются перед верхним карбоном, но завершаются в конце перми. На неотектоническом этапе деформации и поднятия возобновились и выразились в надвигании Южно-Джунгарской системы на Джунгарскую впадину.

Джунгарская впадина выполнена 15-километровой толщей верхнепалеозойских и более молодых отложений. Как единая структура она сложилась в конце перми и с этого времени заполнялась континентальными озерными отложениями, в среднем триасе – средней юре угленосными, в остальном преимущественно красноцветными обломочными. В позднем палеозое на месте впадины наблюдалось чередование горстовых поднятий и грабеновых впадин в основном широтного простирания. Сбросы, разделяющие эти структуры, прослеживаются вверх по разрезу до средней юры включительно.

Природа фундамента Джунгарской впадины остается спорной. Традиционно считается, что в ее основании находится докембрийский массив, присутствие которого и явилось причиной «обтекающего» расположения периферических складчатых систем. Подтверждением этого взгляда служит обнаружение выходов докембрийских гнейсов и кварцитов в восточном и шельфовых карбонатов ордовика в северном обрамлении бассейна. Высказана, однако, точка зрения, что Джунгарская впадина образована на месте реликтового бассейна с океанской корой (К.Хсю), во всяком случае, если на месте впадины и существовал докембрийский массив, то он подвергся деструкции во время ее образования. Об этом свидетельствуют и подъем поверхности Мохо, и положительная магнитная аномалия под впадиной.

5.6.4.3. Алтае-Саяно-Западно-Монгольская область

Эта область занимает симметричное положение по отношению к описанной в предыдущем разделе, располагаясь по другую, северо-восточную сторону Обь-Зайсанской позднегерцинской зоны с ее осевой сутурой, отвечающей окончательному закрытию основной части Палеоазиатского океана. На северо-востоке она примыкает к Сибирскому кратону, на северо-западе погружается под мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской платформы, частично продолжаясь лишь вдоль ее восточного края Енисейским кряжем. На востоке ее условным ограничением может служить меридиан южного окончания Сибирского кратона, на котором происходит смена северо-западных простираний, преобладающих в данной области, на юго-западные, свойственные восточному сегменту Урало-Охотского пояса.

Однако в то время как краевые зоны рассматриваемой области – Рудный и Горный Алтай, с одной стороны, Енисейский кряж и Восточный Саян, с другой, простираются в генеральном северо-западном направлении, расположенные в центральной части области структурные зоны существенно отклоняются от этого направления, обнаруживая преимущественно широтную ориентировку (см. рис.5-22); таковы Западно-Са-

янская, Сангиленская, Хамардабанская, Джидинская зоны.

Описание структуры области целесообразно начать с зон, периферических по отношению к Сибирскому кратону – Енисейского кряжа и Восточного Саяна, которые с известной долей условности можно рассматривать как звенья единой Енисейско-Саянской зоны. Дело в том, что от Сибирского кратона она отделяется общим для обоих сооружений Присаяно-Енисейским прогибом, выполненным позднерифейско-раннекембрийской молассой мощностью до 4 км. Прогиб выклинивается в юго-восточном направлении, не достигая Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона (см. раздел 6.1.1). Слагающая этот прогиб толща дислоцирована довольно слабо; между Ангарой и Каном она несогласно перекрыта чехлом кратона.

Протягивающийся вдоль правобережья Енисея к северу от устья Ангары *Енисейский кряж* сложен в основном мощной, до 8–10 км толщей средне- и верхнерифейских терригенных, частично флишоидных, с отдельными кремнисто-карбонатными пачками, слабометаморфизованных (филлиты) отложений. Они представляют, очевидно, образования внешнего шельфа и склона Сибирского континента и залегают несогласно на нижнепротерозойском кристаллическом фундаменте. Этот фундамент выступает в ядрах антиклинориев в виде гранито-гнейсовых куполов и валов; связанный с ними комплекс гранитоидов датирован в 1850±100 млн лет. Нижнепротерозойский фундамент кряжа прорван дайками мафитов повышенной щелочности и несогласно перекрыт рифеем с бимодальными вулканитами в основании – свидетелями рифтинга. Рифейский разрез разделен на две части несогласием, отвечающим границе среднего и верхнего рифея; к ней приурочено внедрение гранитов с возрастом 950± 50 млн лет. В середине позднего рифея этот комплекс был дислоцирован, прорван новой генерацией гранитоидов, датированных 850±50 млн лет, и несколько метаморфизован. Дислоцированность и метаморфизм возрастают в западном направлении, где на этот комплекс шарьированы офиолиты и островодужные вулканиты, выступающие в северо-западной части кряжа вдоль Енисея. Возраст этих образований не древнее второй половины среднего рифея, а время их обдукции на рифейский комплекс окраины Сибирского континента – не ранее 620–600 млн лет т.н. Между тем возраст деформаций рифейского комплекса основной части кряжа, как указывалось выше, порядка 850 млн лет, на него несогласно наложены впадины, выполненные молассой верхов верхнего рифея и венда.

К югу от впадения в Енисей Ангары зона развития «миогеосинклинального» рифея тектонически выклинивается и к Предсаяно-Енисейскому молассовому прогибу непосредственно подступает Канско-Бирюсинская полоса выходов раннедокембрийского кристаллического комплекса, которая уже рассматривалась выше (см. раздел 5.5.1.1) в качестве выступа фундамента Сибирского кратона, но ее с равным основанием можно считать краевым поднятием *Восточного Саяна*. Основная же часть этого сооружения отделена от Канско-Бирюсинского поднятия Главным Саянским разломом, крупным правосторонним сдвигом северо-западного простирания. За этим разломом в северо-западной части Восточного Саяна выделяется прогиб, выполненный мощной (около 6 км) толщей интенсивно дислоцированных и метаморфизованных в зеленосланцевой фации в основном метапелитовых рифейских образований с подчиненным участием вулканитов и карбонатов. В этой же зоне известны тела серпентинизированных ультрамафитов, скорее всего аллохтонные аналоги рифейских же офиолитов Енисейского кряжа. На востоке на этот рифейский комплекс наложен Манский прогиб, выполненный вендской молассой и карбонатно-терригенным кембрием общей мощностью до 7 км, уже относительно слабо дислоцированными.

В юго-восточном направлении оба прогиба – рифейский и венд-кембрийский, выклиниваются, и непосредственно к Главному разлому подступает составлявший их юго-западное ограничение Дербинский «антиклинорий» – поднятие, занимающее центральное место и в структуре, и в рельефе Восточного Саяна. Сложено оно породами среднего протерозоя, метаморфизованными в амфиболитовой фации – гнейсами, амфиболитами, кварцитами, мраморами, весьма интенсивно дислоцированными и несогласно перекрытыми верхним рифеем. В оба эти комплекса внедрены гранитоиды с возрастом 860 млн лет, близко соответствующим возрасту гранитоидов Енисейского кряжа, завершающих его доорогенное развитие.

Дербинское поднятие с обеих сторон, северо-запада и юго-востока ограничено крутыми разломами и в настоящее время иногда рассматривается в качестве одного из микроконтинентов в Палеоазиатском океане.

Юго-западное крыло Восточно-Саянского орогена, обращенное к Минусинской межгорной впадине, сложено значительно более молодыми образованиями – венд-раннекембрийскими офиолитами, кембрийскими островодужными вулканогенно-осадочными породами, претерпевшими основные деформации уже в конце кембрия – начале ордовика. Но завершение формирования Восточно-Саянского орогена приходится на девонский период, что видно из внедрения в это время плутонов субщелочных гранитоидов и образования молассовой Рыбинской впадины, наложенной на северо-восточное крыло орогена.

В юго-восточной части Восточного Саяна к Главному разлому с запада под большим углом непосред-

ственно примыкают структуры существенно иного простирания и природы. В первую очередь это Гаргано-Хамардабанский микроконтинент, рассматривавшийся уже выше (см. раздел 5.4.1), в юго-восточном Саяне представленный Гарганской глыбой, вернее, антиформой. Чехол микроконтинента включает верхнерифейско-нижнекембрийские терригенные, а выше карбонатные отложения, известные своей фосфоритоносностью. На северо-западный край микроконтинента шарьированы офиолиты двух генераций – позднерифейской перед вендом, и венд-раннекембрийской в конце раннего кембрия, образованные в окраинноморском бассейне восточной Тувы. Обдукция сопровождалась ремобилизацией раннедокембрийского субстрата микроконтинента с образованием гранито-гнейсовых куполов.

Окраинноморской бассейн восточной Тувы обрамлялся с севера вулканической дугой. На северо-востоке он был, вероятно, связан в венде – начале кембрия с аналогичным бассейном юго-западного склона Восточного Саяна, а на юго-юго-западе, через трансформный разлом – с более широким бассейном Озерной зоны Западной Монголии. Зона этого, в общем субширотного Ханхухэйского трансформного разлома играла огромную роль в развитии структуры Монголии. Она прослеживается на востоке в пределах Восточного Забайкалья и сохраняет активность в качестве правого сдвига до современной эпохи – с ней было связано крупное землетрясение 1905 года.

На востоке Озерная зона граничит с Дзабханским микроконтинентом, возможно представляющим смещенное по Ханхухэйскому разлому южное продолжение Гаргано-Хамардабанского микроконтинента. Дзабханский блок характеризуется выходом на поверхность наиболее древних образований его фундамента – архейских. На этот блок с запада шарьированы офиолиты и островодужные вулканиты Озерной зоны. А в его тылу простирается другая, более узкая зона с венд-раннекембрийской корой океанского типа – Баянхонгорская северо-западного простирания, скорее всего красноморского типа.

К северу от Ханхухэйского разлома на южный край Хамардабанского микроконтинента, выходящего к юго-западному побережью оз. Байкал, надвинуты венд-раннекембрийские офиолиты и раннекембрийские островодужные вулканиты широкой *Джидинской зоны*, на востоке прослеживающейся до р. Витим.

К позднему кембрию все перечисленные выше окраинноморские бассейны замкнулись или обмелели, и вместе с обрамляющими их вулканическими дугами нарастили Сангилен, Центрально-Монгольский и Гаргано-Хамардабанский микроконтиненты. Этот процесс сопровождался внедрением позднекембрийского комплекса гранитоидов и, следовательно, привел к существенной аккреции континентальной коры. Соответствующую эпоху тектогенеза обычно именуют салаирской или раннекаледонской; последнее представляется не вполне корректным.

Район проявления салаирского тектогенеза не ограничивается северо-западной и южной периферией Сангиленского, Гаргано-Хамардабанского и западной периферией Центрально-Монгольского микроконтинентов, а охватывает на северо-западе Алтае-Саянской области Салаир (откуда название эпохи), Кузнецкий Алатау, Горную Шорию. Полоса этих структур включает кембрийские вулканические дуги и сопряженные с ними бассейны и уходит на юг вдоль восточных склонов Монгольского Алтая.

Между этими двумя полосами салаирид на севере расположен Минусинский межгорный прогиб, возникший в девоне, как полагают, на основе микроконтинента с докембрийским фундаментом – Хакасского, или Томского, но это представление ныне вызывает сомнения. Южнее широтно протягивается вулканическая дуга, между ней и еще более южной дугой – *Западно-Саянское позднекаледонское складчатое сооружение*, возникшее на месте остаточного среднекембрийско-раннесилурийского междугового бассейна, заполнявшегося мощной (>10 км) флишоидной терригенной формацией. Эта формация перед силуром испытала складчатые деформации, после чего поверх нее накопилась вулканическая моласса верхнего силура – среднего девона, в низах паралическая, и красноцветная континентальная моласса среднего девона – нижнего карбона. Общая структура Западного Саяна может быть охарактеризована как горст-синклинорная, окаймленная салаирскими шовными поднятиями, возникшими на месте вулканических дуг и надвинутыми в направлении оси синклинория. Последний вмещает крупные плутоны силурийских и девонских гранитоидов.

Западно-Саянская система замыкается на востоке, а на юго-западе продолжается узкой полосой северо-северо-западного простирания, сливающейся с одновозрастной структурой Монгольского Алтая. Севернее между ними вклинивается *Ануйско-Чуйский прогиб*, в котором флишоидная горноалтайская формация $Є_3–O_1$ возраста надстраивается карбонатно-терригенной $O_2–S_1$, выклинивающимися к югу и несогласно перекрытыми уже относительно слабо дислоцированными молассой D_1 и вулканитами D_2, выше которых в разрезе появляется чернослацевая формация верхов среднего – низов верхнего девона и, наконец, снова вулканогенная моласса верхнего девона – низов нижнего карбона.

Алтайская система – основная структура западной части Алтае-Саянской области. Она простирается в северо-западном направлении и продолжается с терри-

тории Казахстана и России на территорию Китая и Монголии, включая в России каледонский Горный и герцинский Рудный Алтай, разделенные разломом. Основная роль в сложении антиклинорных поднятий Горного и Монгольского Алтая принадлежит горноалтайской флишоидной терригенной серии верхнего кембрия – нижнего ордовика мощностью до 9 км, из-под которой местами выступают венд-нижнекембрийские офиолиты и их кремнисто-сланцевый чехол, а также метаморфиты, возможно, докембрийского возраста. Этот каледонский комплекс, интенсивно изоклинально дислоцированный, разбитый кливажем и метаморфизованный в зеленосланцевой фации, несогласно перекрыт молассами среднего ордовика – нижнего силура и нижнего–среднего девона, выполняющими наложенные мульды и грабены. В более крупном Коргонском грабене средний девон сложен вулканитами. Широко распространены позднедевонские гранитоиды.

Н.Л.Добрецов и Н.А.Берзин рассматривают Горный и Монгольский Алтай как довольно крупный микроконтинент, основываясь на выходах нижнепротерозойских метаморфитов к северу и юго-востоку от оз. Зайсан, по существу, уже в зоне Рудного Алтая (см.ниже) и некоторых косвенных соображениях.

Зона Рудного Алтая занимает пограничное положение между каледонским Горным Алтаем и позднегерцинской Зайсанско-Гобийской системой. От последней ее отделяет Иртышская зона смятия, классическая шовная зона. Вдоль нее породы рассланцованы на ширину до 10 км и метаморфизованы до амфиболитовой фации; она вмещает фрагменты офиолитовой ассоциации и в нее внедрены девонские и пермские гранитоиды; последние слагают огромный Калба-Нарымский батолит.

Сама Рудно-Алтайская зона заложилась в начале среднего девона на каледонском фундаменте, общем с горноалтайским в качестве краевого вулкано-плутонического пояса над наклоненной к северо-востоку зоной субдукции. Пояс этот активно развивался до раннего карбона включительно, а мощность слагающих его образований достигла 10–12, а на юго-востоке даже 16–18 км. В позднем палеозое Рудный Алтай испытывал преимущественное поднятие, а его активное развитие завершилось становлением комплекса калиевых гранитоидов (более ранняя генерация гранитоидов конца раннего карбона имела диорит-гранодиоритовый состав).

Крайним северо-западным элементом строения Алтае-Саянской области является невысокий *Салаирский кряж*. Он имеет сложное строение, состоит из нескольких надвиговых пластин восточной вергентности, в сложении которых участвует весь нижний и средний палеозой, начиная с венд-нижнекембрийских офиолитов и кончая нижним карбоном. В этом разрезе проявлен ряд несогласий – в основании горноалтайской серии ордовика (это и есть салаирское несогласие), силура, девона. Салаир надвинут на крупную впадину *Кузнецкого бассейна*, отделяющую его от Кузнецкого Алатау, который также на него надвинут. Формирование Кузнецкого бассейна началось с накопления живетско-нижнекарбоновой морской терригенно-карбонатной формации, основную же часть его выполнения составляет мощная (до 10 км) верхнепалеозойская угленосная толща, в низах лагунно-морская, в верхах континентальная. Но она не завершает разрез бассейна – выше следуют триасовые траппы и еще одна угленосная формация – лимническая юрская. Кузнецкий бассейн почти со всех сторон зажат надвигами – помимо Салаира и Кузнецкого Алатау на него с северо-запада полого надвинут верхний палеозой Томь-Колыванской зоны, принадлежащей рассматриваемой далее Зайсан-Гобийской системе.

К востоку от Кузнецкого Алатау, между ним и Восточным Саяном, расположена другая крупная межгорная впадина Алтае-Саянской области – *Минусинская*, фактически состоящая из нескольких более мелких прогибов. Заложение этой впадины, подобно Кузнецкой, относится к девону, представленному молассой, в нижней половине – вулканогенной бимодальной повышенной щелочности, в верхней половине – чисто обломочной. Карбон и нижняя пермь – лимнические угленосные осадки, а в северной части впадины ее разрез дополняется угленосной нижней–средней юрой. Внутренняя структура впадины отличается развитием сундучно-коробчатых складок, повторяющих блоковую структуру фундамента.

С образованием Кузнецкой и Минусинской впадин завершилось палеозойское развитие Алтае-Саянской области, включавшее проявление салаирского, каледонского и герцинского тектогенеза.

5.6.4.4. Зайсан-Гобийская позднегерцинская складчато-покровная система

Эта система занимает осевое положение в Урало-Охотском поясе; с ее отмиранием в самом конце палеозоя прекратил существование Палеоазиатский океан, за исключением своих крайних северо-западного и восточного отрезков. На территории России и Казахстана система известна как Обь- или Иртыш-Зайсанская, на территории Китая (Внутренней Монголии) и Монголии – как Южно-Монгольская. На севере продолжение системы уходит под чехол Западно-Сибирской мегасинеклизы, прослеживаясь, по данным бурения и геофизики, в бассейне Оби до широты Норильска. Система хорошо обнажена в Восточном Казахстане в бассейне

Иртыша и оз. Зайсан, где она имеет северо-западное простирание и четко ограничена разломами, отделяющими ее на юго-западе от Чингиз-Тарбагатайской зоны Центрального Казахстана, а на северо-западе от Рудного Алтая. В этих границах данная система расчленяется на три зоны. Краевое положение на юго-западе занимает *Жарма-Саурская зона*, которая, подобно Рудному Алтаю, представляет живетско-визейский вулкано-плутонический пояс, несогласно наложенный на каледонское основание, продолжающееся со стороны Чингиз-Тарбагатая. На рубеже раннего и среднего карбона («саурская» фаза) зона испытала поднятие, была деформирована и подверглась внедрению гранитоидов.

На противоположной стороне Иртыш-Зайсанского сегмента протягивается *Калба-Нарымская зона*, прилегающая к Рудному Алтаю и представляющая аккреционную призму подножья Рудно-Алтайской вулканической дуги, сложенную интенсивно смятой терригенной толщей среднего девона – нижнего карбона.

Центральное положение в структуре сегмента занимает *Чарская зона*, через которую и проходит главная сутура Палеоазиатского океана. Она ограничена разломами и отличается исключительно сложным строением и по-крупному представляет мегамеланж, в котором участвуют офиолиты ордовикско-раннедевонского возраста, олистостромы, метаморфиты высокого давления – глаукофановые сланцы, эклогиты.

Со среднего карбона, которому предшествовали основные деформации, в пределах сегмента началось накопление моласс. К юго-востоку от оз.Зайсан оно продолжалось до раннего триаса включительно; на северо-западе в поздней перми – начале триаса интенсивно проявился наземный бимодальный магматизм повышенной щелочности. На крайнем юго-востоке выше верхнепалеозойских моласс залегает угленосная формация рэт-лейаса и красноцветный мел.

К северу от широты Семипалатинска основная часть системы уходит под молодой чехол, а ее восточная часть, отвечающая Калба-Нарымской и Рудно-Алтайской зонам, после некоторого перерыва обнажается на правобережье Оби вплоть до Новосибирска и Томска (Томь-Колыванская зона), после чего окончательно исчезает под молодым чехлом.

В противоположном, юго-восточном направлении Иртыш-Зайсанская система продолжается на территории Китая, где с ней сливается продолжение джунгарских герцинид, а затем, после пересечения Гоби-Алтайским диагональным сдвигом, сочленяется *Южно-Монгольская система*, в виде полого вогнутой к югу дуги окаймляющая каледониды Центральной Монголии. В поперечном профиле этой системы С.В.Руженцевым выделено четыре зоны (рис.5-26), из которых две северные – *Гоби-Алтайская и Эдрэнгинская*, рассматриваются как периферические по отношению к северным каледонидам, поскольку в первой из них выступает каледонское складчатое основание. Кроме того, в другой подзоне этой зоны обнажается и более древний, докембрийский фундамент и, следовательно, присутствует отторженец Центрально-Монгольского микроконтинента. Но в промежутках между этими выступами протягиваются офиолитовые сутуры, свидетельствующие о существовании бассейнов с океанской корой. Предполагается, что эти бассейны заложились в процессе рифтинга на окраине каледонского континента в раннем ордовике и просуществовали до конца силура. После их замыкания эти зоны были перекрыты шельфовыми отложениями, превратившись в пассивную окраину возникшего в позднем силуре на месте *Заалтайской зоны* более широкого, до 1500 км, океанского бассейна. Этот бассейн в силуре–девоне представлял, очевидно, продолжение осевой зоны Палеоазиатского океана; возраст офиолитов Заалтайской зоны совпадает с таковым Чарской зоны Иртыш-Зайсанского сегмента. С юга он был ограничен *Южно-Гобийским микроконтинентом*. В девоне, начиная с эмса, литосфера Заалтайского бассейна субдуцировалась к северу и к югу, создавая краевые вулкано-плутонические пояса на его центральномонгольской и южногобийской окраинах. В самом бассейне возникли вулканические дуги со своими задуговыми, междуговыми и преддуговыми прогибами. Прогибы эти заполнялись вулканомиктовыми и грауваккковыми турбидитами.

В раннем карбоне Южно-Гобийский микроконтинент, смещаясь к северу, сомкнулся с северным континентом, а Заалтайский бассейн замкнулся. Одновременно южнее Южно-Гобийского микроконтинента раскрылся новый бассейн с океанской корой – Внутренне-Монгольский, к которому теперь перешла роль осевого и вместе с тем остаточного бассейна Палеоазиатского океана.

Структура *Южно-Монгольской системы* отличается большой сложностью, отдельные зоны и подзоны разделены южно-вергентными надвигами, из которых наибольшее значение имеют разломы, отделяющие внешние зоны системы от каледонид и Заалтайской зоны. Вдоль последнего в 1957г. произошло крупнейшее Гоби-Алтайское землетрясение. В Заалтайской зоне надвиги переходят в тектонические покровы, подстилаемые серпентинитовым меланжем. В Южно-Гобийской зоне так же развиты покровы значительной амплитуды, но уже северной вергентности; в них участвует ордовик-девонский карбонатно-терригенный и верхнерифейско-вендский – мраморы, кварциты – чехол микроконтинента, сорванный с докембрийского фундамента.

Верхний палеозой представлен в Южно-Монгольской системе вулканогенно-обломочной континентальной молассой, на крайнем юге она входит в состав кра-

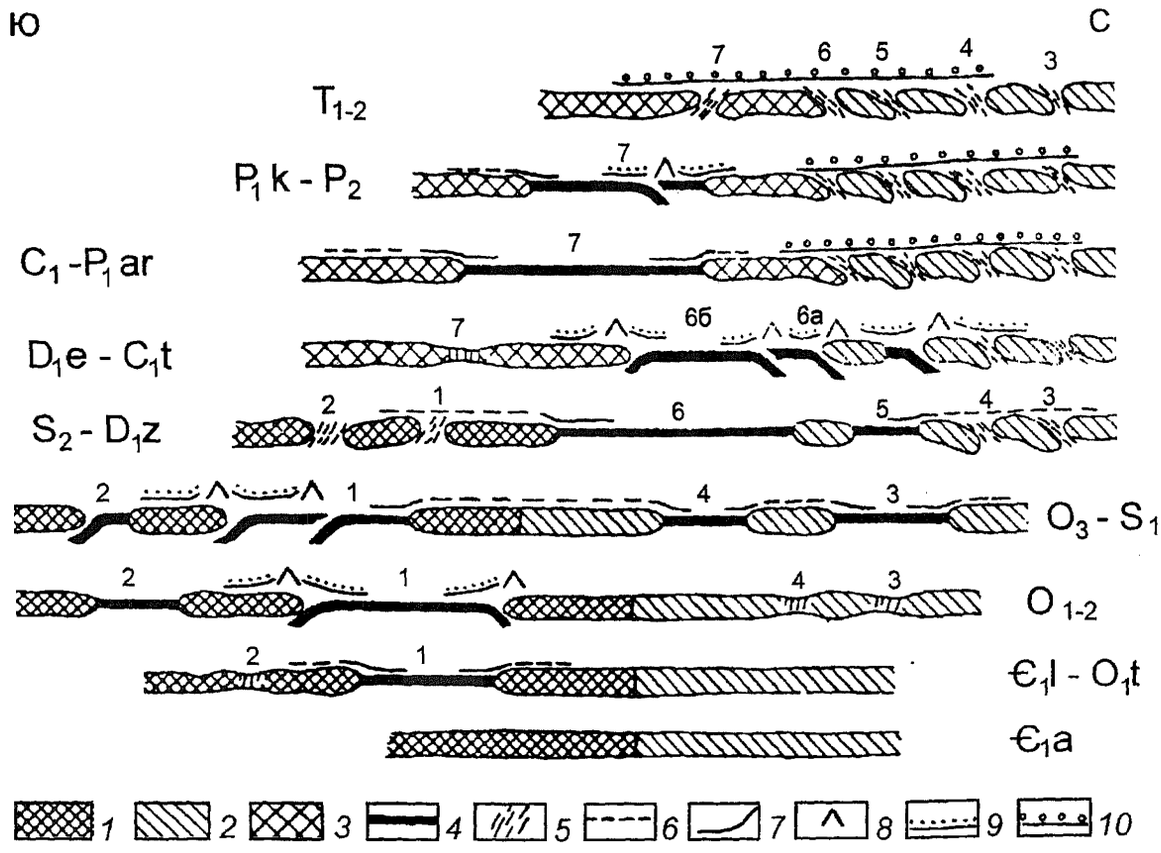


Рис. 5-26. Схема тектонического развития Южной Монголии и Бэйшаня (по С.В.Руженцеву и И.И.Поспелову)

1 – докембрийская Катазия; *2* – блоки раннекаледонского Северо-Азиатского палеоконтинента; *3* – каледонская Катазия; *4* – бассейны с корой океанического типа; *5* – ордовикские сутуры; *6* – шельфовые отложения; *7* – олигомиктовые турбидиты континентальных склонов и подножий; *8* – островные дуги и краевые вулканические пояса; *9* – вулканотерригенные и грауваккковые серии междуговых и краевых бассейнов; *10* – моласса. Цифрами на схеме обозначены бассейны и возникшие на их месте сутуры: 1 – Шибаночжен-Сяоханьшань; 2 – Ханьлюхе; 3 – Баян-Гобийский; 4 – Баян-Цагинский; 5 – Хуанхаринский; 6 – Южно-Монгольский (6а – Гурвансайханский, 6б – Хадагулинский); 7 – Внутренне-Монгольский

евого вулкано-плутонического пояса, связанного с субдукцией литосферы Внутренне-Монгольского океана; к нему приурочены батолиты гранитоидов. Вместе с тем на юге в молассе появляются прослои известняков с фауной фузулинид C_3–P_1. Молассы залегают резко несогласно на более древних образованиях, но сами, особенно на юге, затронуты деформациями.

К югу от Южно-Гобийского микроконтинента в структуре этого сегмента Урало-Охотского пояса выделяется еще две зоны. Северная из них, называемая на территории Монголии Солонкерской, соответствует Внутренне-Монгольскому позднепалеозойскому океанскому бассейну, замкнувшемуся в поздней перми. Эта зона сильно расширяется в северо-восточном направлении, на территории Дунбэя (Китай), и мы к ней вернемся в следующем разделе. Южная зона непосредственно граничит с Китайско-Корейским кратоном и целиком находится на территории Китая, простираясь в восточно-северо-восточном направлении, строго параллельно границе кратона вплоть до разлома Танлу. Эту *зону Ондур-Сум* относят к каледонидам; в ней известны офиолиты, кембро-ордовикские островодужные вулканиты и позднесилурийские обломочные и карбонатные образования.

5.6.4.5. Монголо-Дунбэй-Охотская область

Под этим названием имеется в виду наиболее восточная часть Урало-Охотского пояса и Палеоазиатского океана, к востоку от 104° в.д. На востоке она граничит с Западно-Тихоокеанским подвижным поясом,

либо непосредственно сочленяясь с ним у берегов Охотского и Японского морей, либо отделяясь древними континентальными блоками – Цзямусы-Буреинским и Ханкайским, вытянутыми в меридиональном направлении. Урало-Охотский пояс в целом здесь расширяется в восточном направлении таким образом, что его северные структурные зоны простираются в северо-восточном направлении, а южные – в широтном. На востоке южные структуры приобретают северо-восточное простирание. Северная граница пояса к востоку от оз. Байкал образует выступ к северу; он занят Байкало-Патомской дугой, вдающейся между Иркутским амфитеатром и Алдано-Становым щитом. Основание этого выступа совпадает с Главным Монголо-Охотским разломом, который далее к востоку следует вдоль южного ограничения Алдано-Станового щита. В пределах пояса вдоль него протягивается Монголо-Охотская складчатая система, завершившая свое активное развитие на западе в основном в конце палеозоя, а на востоке лишь в середине мезозоя. С юга эта система, зарождаясь в Центральной Монголии, ограничивается блоками – микроконтинентами с докембрийким кристаллическим фундаментом. Простирающийся к юго-востоку от этой полосы микроконтинентов пояс герцинской складчатости может быть подразделен на две системы – раннегерцинскую с основными деформациями в раннем карбоне – это продолжение Южно-Монгольской системы, и позднегерцинскую – продолжение Внутренне-Монгольской системы. Их разделяет офиолитовая сутура, вдоль которой выступают отдельные блоки докембрийской континентальной коры – очевидно, гомологи Южно-Гобийского микроконтинента. Продолжение этих систем, постепенно приобретающих северо-северо-восточное простирание, пересекает Амур, и здесь они сочленяются с Монголо-Охотской системой, а на востоке ограничиваются Цзямусы-Буреинским микроконтинентом. В общем рассматриваемая область охватывает территорию, принадлежащую трем государствам – России (Забайкалье, Приамурье), Монголии (восточной) и Китаю (Дунбэй).

5.6.4.6. Байкало-Патомская дуга

Эта дуга вдоль своего западного фланга, проходящего на юге вдоль северо-западного Прибайкалья, а также в своей вершине полого и многократно надвинута на основную, Ангарскую часть Сибирского кратона, а вдоль восточного фланга на Алданский щит, от которого она отделена Жуинским разломом, представляющим, очевидно, кроме того, правый сдвиг. Сдвиговая (левосторонняя) компонента должна присутствовать и в зоне разломов западного фланга дуги, ибо иначе трудно объяснить ее внедрение с юго-юго-запада в тело древнего Сибирского континента (рис. 5-27). Отходящий от вершины дуги в северо-северо-восточном направлении Уринский авлакоген свидетельствует о расколе Сибирского кратона на Ангарский и Алданский мегаблоки, произошедшем, вероятно, в конце среднего – начале позднего рифея, с которым, по-видимому, и было связано образование сфенохазма, в который позднее был вписан Байкало-Патомский ороклин. Не вполне ясна ситуация с юго-восточным ограничением рассматриваемой дуги. Здесь она граничит со Становым поясом – южной частью Алдано-Станового щита, очевидно, вдоль южного продолжения Жуинского разлома. Таковым может быть Джелтулакский разлом юго-юго-восточного простирания, но к западу от него располагается Малхано-Яблоновый блок раннедокембрийского кристаллического фундамента, который обычно рассматривается как прямое продолжение Становика. Однако принятие этого допущения представляло бы трудно преодолимое препятствие для мобилистского истолкования формирования Байкало-Патомской дуги, если только не допустить, что Становой пояс вместе с его Малхано-Яблоновым продолжением сомкнулся с Алданским щитом лишь в среднем палеозое, а не в конце раннего протерозоя, как следует из того факта, что шов между ними залечен габбро-анортозитовыми плутонами последнего возраста.

Вершина дуги заполнена карбонатно-терригенными отложениями верхнего (и верхов среднего?) рифея, принадлежавшими, очевидно, внешнему шельфу Сибирского континента, заполняющими Северо-Патомский прогиб и имеющими мощность до 4 км. В низах они прослоены тиллитами. Прогиб ограничен с юга узкими поднятиями, в которых на поверхность выступает сложно дислоцированный, глубоко метаморфизованный и прорванный гранитами нижнепротерозойский комплекс. Эти поднятия, должно быть, отвечают внешней кромке шельфа. Далее к югу расположен довольно широкий *Бодайбинский синклинорий*, в котором мощность рифея возрастает до 10–12 км, в нем появляются более глубоководные отложения, а на юге и вулканиты. Это, следует думать, уже отложения континентального склона и подножья. На западе синклинорий суживается и переходит в Олокитский прогиб, где рифей интенсивно дислоцирован, метаморфизован в зеленосланцевой фации и прорван гранитоидами предвендского возраста. Южнее этих структур протягивается *Байкало-Муйский офиолитовый пояс*; слагающие его офиолиты отвечают ложу позднерифейского океанского бассейна. С офиолитами ассоциирует островодужный вулканический комплекс.

Центральное положение в Байкало-Патомской дуге занимает *Баргузинский микроконтинент,* лежащий в одной полосе с Хамардабанским, но, возможно, отде-

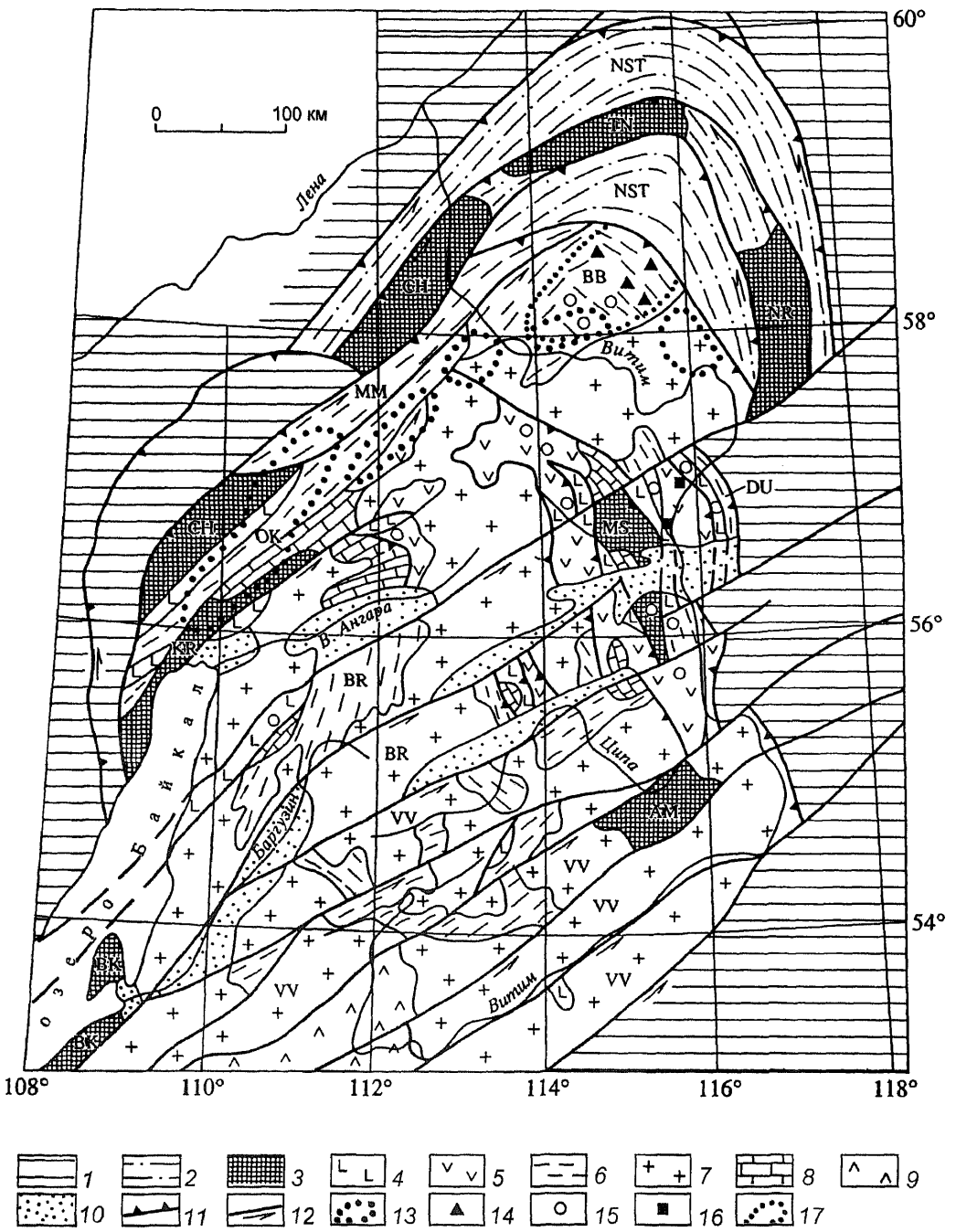


Рис. 5-27. Схема террейнов и размещения золоторудных месторождений в Байкальской горной области (по А.Н.Булгатову и И.В.Гордиенко)

1 – Северо-Азиатский кратон; *2* – окраина Северо-Азиатского кратона (Патомский покровно-складчатый комплекс – NST); террейны: *3* – кратонные (Чуйский – CH, Тонодский – TN, Нечерский – NR, Кичерский – KR, Муйский – MS, Амалатский – AM), *4* – Парамский океанический (R_{1-2}), *5* – Килянский островодужный (R_{2-3}), *6* – турбидитовые рифейские (Мамский – MM, Олокитский – OK, Бодайбинский – BB, Баргузинский – BR, Верхневитимский – VV, Делюн-Уранский – DU), *7* – полихронные известково-щелочные гранитоиды (R_3–PZ_3), *8* – постаккреционные перекрывающие терригенно-карбонатные отложения (V–Є), *9* – Еравнинский островодужный ($Є_1$); *10* – отложения (KZ_2) Байкальской рифтовой зоны; *11* – надвиги и взбросы; *12* – сдвиги; *13* – предполагаемые контуры рифейских океанических террейнов; месторождения и перспективные рудопроявления золота: *14* – золото-сульфидно-кварцевые прожилково-вкрапленные, *15* – золото-сульфидно-кварцевые жильные, *16* – золото-сульфидно-колчеданные прожилково-вкрапленные; *17* – контур, в котором сосредоточено 93% учтенного россыпного золота Патомского нагорья

ленный от него с запада соединительным звеном между Джидинской и Байкало-Муйской офиолитовыми зонами. Строение Баргузинского микроконтинента, особенно его фундамента, изучено слабо в связи с тем, что в него внедрен огромный среднепалеозойский Баргузино-(Ангаро)-Витимский батолит, занимающий основную площадь поверхности микроконтинента. Его фундамент является заведомо докембрийским, судя по залеганию в наложенных рифтогенных прогибах мощных (до 9–10 км) грубообломочных отложений венда, перекрываемых шельфовой карбонатной формацией нижнего–среднего кембрия. Южнее, однако, последняя оказывается заметно дислоцированной и к ней присоединяется ордовикско-силурийский, а возможно, и девонский флиш. Но не исключено, что эти образования надвинуты с юга, из смежной зоны.

На юге Баргузинский микроконтинент граничит по разлому с *Еравнинской (Удино-Витимской) зоной*, уже не повторяющей изгиб Байкало-Муйской дуги, а простирающейся в восточно-северо-восточном направлении на видимом продолжении Джидинской зоны. Слагается эта зона не только кембрийскими, но и ордовикско-силурийскими островодужными вулканитами. Раннепалеозойская вулканическая дуга, вероятно, была энсиматической, поскольку она находилась на продолжении Джидинской.

Южным ограничением Еравнинской зоны и наиболее южным элементом всего Байкало-Витимского коллажа является *Малхано-Яблоновый микроконтинент* (Хилокская зона, см. ниже). Его раннедокембрийский кристаллический фундамент прорван раннепалеозойскими гранитоидами и перекрыт венд-кембрийскими вулканитами. В позднем палеозое – триасе на него оказался наложенным Селенгино-Витимский вулкано-плутонический пояс – продукт субдукции литосферы Монголо-Охотского океанского бассейна, с образованием которого Малхано-Яблоновый микроконтинент граничит по Главному Монголо-Охотскому разлому.

5.6.4.7. Монголо-Охотская герцинско-киммерийская складчато-покровная система

Эта система зарождается на западе в Центральной Монголии в виде Хангай-Хэнтэйского прогиба и отсюда продолжается в северо-восточном направлении в Забайкалье и далее в Приамурье, достигая в конце концов Сахалинского залива Охотского моря. Протяженность системы составляет ~2000 км, а ширина достигает 300 км, но местами заметно уменьшается (см. ниже). На юге ограничением системы служит полоса древних континентальных блоков – Керулен-Аргунский, Гонжинский, Мамынский и Буреинский микроконтиненты (рис.5-28).

Монголо-Забайкальский сегмент. *Хангай-Хэнтэй-Даурский прогиб* заполнен исключительно мощной (10–11 км) толщей турбидитов нижнего девона – нижнего карбона; в Даурии этот разрез продолжается до перми включительно. В низах этой толщи присутствуют яшмы и средние-кислые вулканиты, а в верхах – конгломераты. Прогиб этот замыкается на западе и наложен на Центрально-Монгольский микроконтинент, но вряд ли можно сомневаться в том, что его заложению должна была предшествовать серьезная деструкция континентальной коры, которая, по некоторым данным, дошла до стадии полного ее разрыва и спрединга. Возникший при этом глубоководный бассейн можно рассматривать как задуговой по отношению к девонскому краевому вулкано-плутоническому поясу северной окраины Южно-Монгольского океана, несмотря на то, что их отделяет довольно значительное расстояние, к тому же с полосой выходов докембрийского фундамента южной части Центрально-Монгольского микроконтинента.

В конце палеозоя данная зона была охвачена герцинской складчатостью и внедрением плутонов гранитоидов. Это было связано с коллизией Центрально-Монгольского микроконтинента с Малхано-Яблоновым, к тому времени превратившимся в южную окраину Сибири, точнее, с его юго-западной частью. Внутренняя структура зоны достаточно напряженная – линейная складчатость, кливаж, надвиги (рис.5-29).

Агинско-Борщевочная (Борзинская) зона, отделенная Ононским тектоническим покрововм от Даурской (рис.5-30), занимает центральное место в Восточно-Забайкальском сегменте Монголо-Охотской системы. Здесь кроме рифейских (позднерифейских) офиолитов установлены девонско-каменноугольные. Активное развитие зоны продолжалось накоплением флишево-олистостромовой толщи верхней перми – нижнего триаса, образованием островодужных вулканитов и терригенной толщи с толеитами задугового прогиба в позднем триасе – ранней юре. Завершилось это развитие внедрением гранитов в средней юре.

Агинско-Борщевочная зона по разлому граничит с *Аргунским микроконтинентом*, лежащим, как уже отмечалось, в одной полосе с Центрально-Монгольским. Фундамент массива образуют гнейсы, кристаллические сланцы, железистые кварциты и мраморы, для которых известны раннепротерозойские радиометрические датировки, но возможно и присутствие архея в виде диафторированных гранулитов. На раннем докембрии несогласно залегает зеленосланцевый, первично вулканогенно-терригенный рифей (верхний). Собственно чехол микроконтинента начинается мелководными отложениями венда и кембрия, залегающими резко несогласно на докембрийском фундаменте. Выше в со-

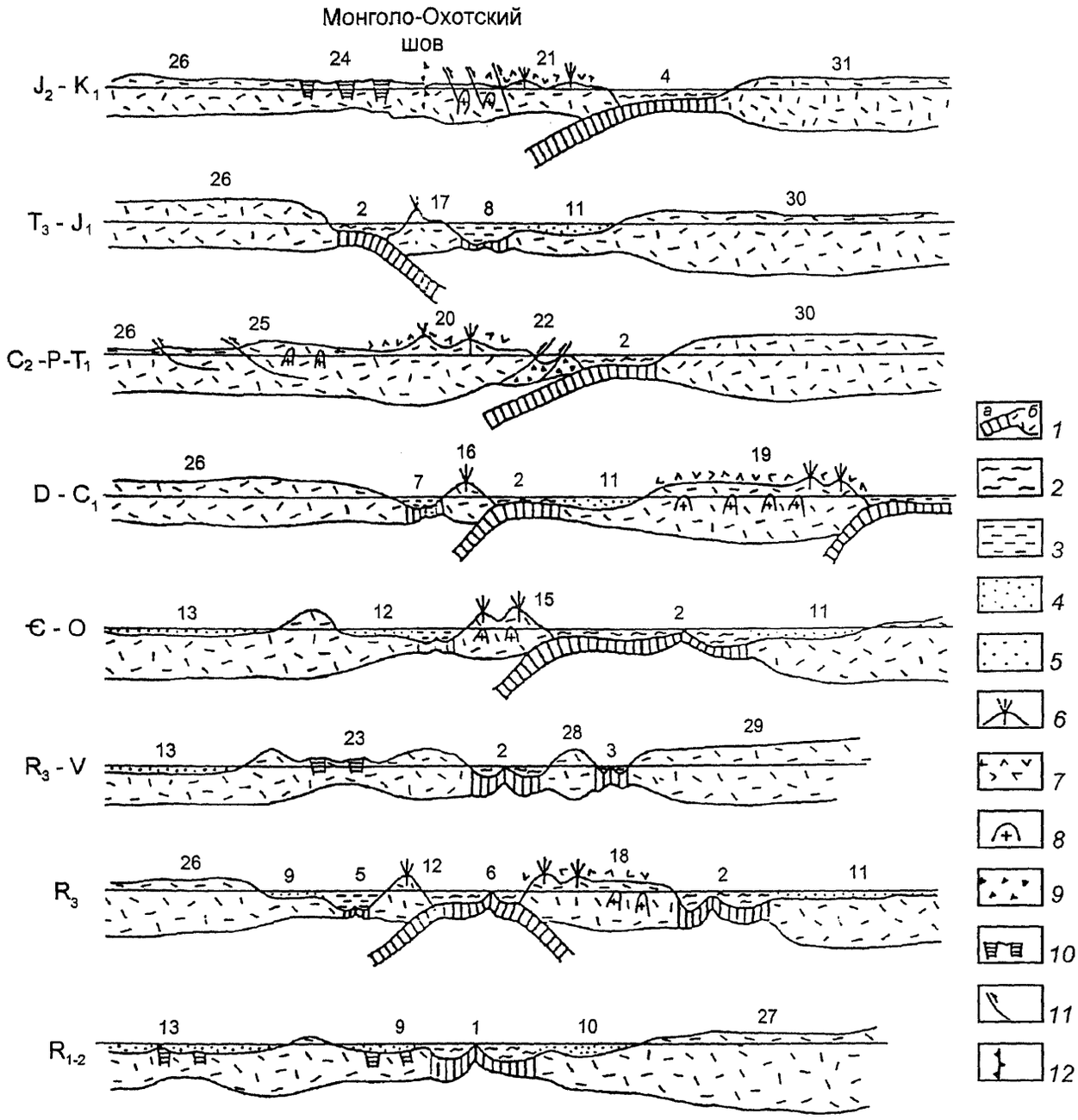


Рис. 5-28. Реконструкции последовательного формирования структур Забайкалья (по Г.С.Гусеву и В.Е.Хаину)

1 – кора: *а* – океаническая, *б* – континентальная; *2* – океанические бассейны; *3* – задуговые бассейны; *4* – шельфовые бассейны; *5* – внутриконтинентальные бассейны; *6* – вулканические островные дуги; *7* – вулканические образования активных континентальных окраин; *8* – плутонические образования островных дуг и активных континентальных окраин; *9* – аккреционные призмы; *10* – рифтовые троги; *11* – надвиги; *12* – офиолитовые швы. Цифрами на профилях обозначены структуры: 1–4 – океанические бассейны: 1 – Муйский (Байкало-Витимский), 2 – Монголо-Охотский, 3 – Урулюнгуевский, 4 – Хинганский; 5–8 – задуговые бассейны: 5 – Дюлюн-Уранский, 6 – Удино-Витимский, 7 – Шерловогорский, 8 – Устьтуринский; 9–12 – шельфовые бассейны: 9 – Бодайбинский, 10 – Хамардабан-Баргузинский, 11 – Аргунский, 12 – Баргузинский; 13 – внутриконтинентальные бассейны Сибирского кратона; 14–17 – островные дуги: 14 – Муйская, 15 – Малхано-Яблоновая, 16 – Ачинская, 17 – Каменская; 18–21 – вулкано-плутонические пояса активных континентальных окраин: 18 – Баргузинский, 19 – Центрально-Монгольский, 20 – Малхано-Яблоновый (Селенгино-Витимский), 21 – Большехинганский; 22 – Ачинская аккреционная призма; 23, 24 – рифтовые зоны: 23 – Баргузинская, 24 – Забайкальская; 25 – Байкало-Патомская зона тыловых надвигов; 26, 27 – кратоны: 26 – Сибирский, 27 – Забайкальский; 28–31 – микроконтиненты: 28 – Аргунский, 29 – Керулен-Гонжинский, 30 – Аргуно-Керуленский, 31 – Буреинский

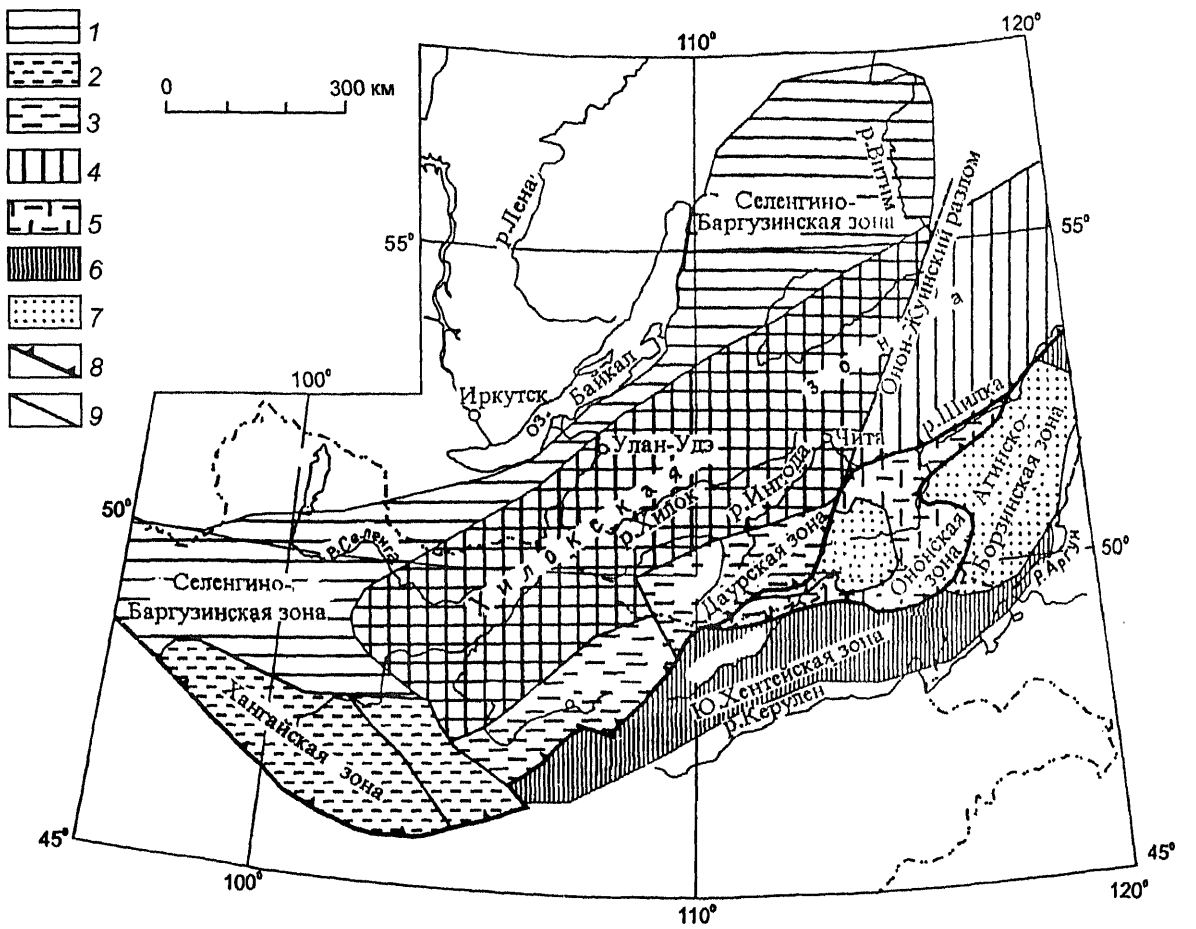


Рис. 5-29. Предколлизионная геодинамическая зональность западной части Монголо-Охотского пояса (по Ю.А.Зорину)

1 – девонско-каменноугольная активная окраина Сибири; *2* – девонско-каменноугольный субдукционно-аккреционный клин активной окраины Сибири; *3* – девонско-каменноугольный субдукционно-аккреционный клин активной окраины Сибири и пермско-раннеюрская фронтальная часть активной Сибирской окраины; *4* – пермско-раннеюрская активная окраина Сибири; *5* – островная дуга девона – раннего карбона и затем поздней перми – ранней юры; *6* – раннепермская активная окраина Монголии; *7* – позднепермско-раннеюрская пассивная окраина Монголии (Монголо-Северокитайского континента); *8* – Монголо-Охотская сутура; *9* – главные разломы. В центральном секторе карты пермско-раннеюрская активная континентальная окраина частично перекрывает пермско-каменноугольную

ставе чехла присутствуют также шельфовые, терригенные или карбонатные отложения силура, девона и карбона, причем в основании каждой из этих систем наблюдаются несогласия, а их отложения заметно деформированы, особенно на юго-западе. Они с новым несогласием перекрываются позднепалеозойской, в основном пермской молассой и прорваны каледонскими и герцинскими гранитоидами. С пермью местами согласно залегает морской нижний триас, а верхний триас и нижняя–средняя юра выполняют впадины, ограниченные разломами, и сложены континентальными обломочными породами и средними, кислыми и щелочными вулканитами; известны здесь и раннекиммерийские гранитоиды.

Аргунский массив нередко объединяли со смежным с востока *Керулен-Гонжинским*, но между ними выявлен офиолитовый (офиолиты, видимо, позднерифейские) шов. В составе этого массива также различают

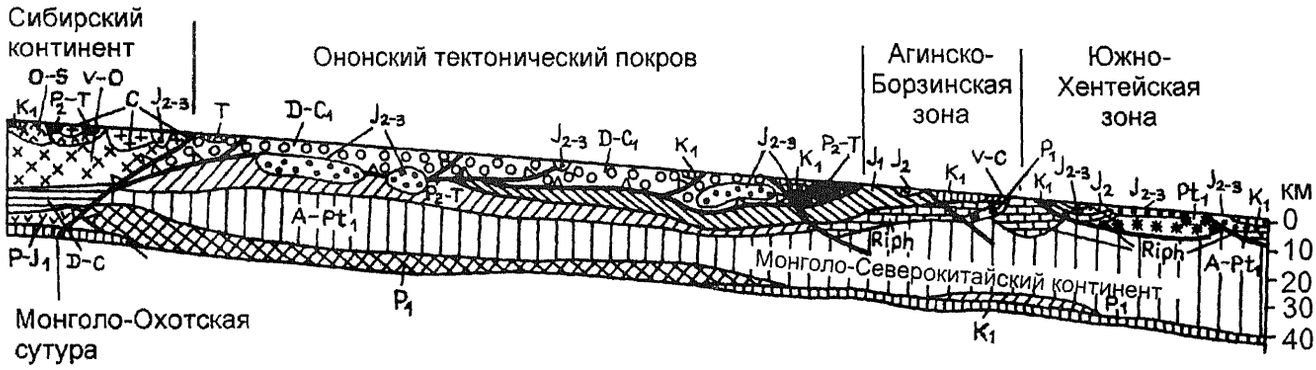


Рис. 5-30. Строение Ононского покрова в Забайкалье (по Ю.А.Зорину)

два комплекса – вулканогенно-терригенно-карбонатный, метаморфизованный в амфиболитовой фации, и вулканогенно-терригенный, метаморфизованный в зеленосланцевой фации.

Северо-восточный выступ Аргунского массива упирается в Главный Монголо-Охотский разлом – северное ограничение всей системы, и тем самым она естественно расчленяется на два сегмента – только что охарактеризованный Монголо-Забайкальский, в пределах которого океанский бассейн замкнулся в монгольско-западно-забайкальской части в начале перми, а в восточно-забайкальской – в средней юре, и Амуро-Охотский, где это произошло еще позднее.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что не только Аргунский массив, но и находящиеся западнее зоны Забайкальского сегмента Монголо-Охотской системы и разделяющие их разломы ориентированы косо по отношению к Главному разлому и им срезаются. Это может свидетельствовать, с одной стороны, о поддвиге этого сегмента под Байкало-Витимский коллаж и, с другой стороны, о сдвиговом, очевидно правосдвиговом характере смещений вдоль Главного разлома, т.е., иначе говоря, о проявлении транспрессии, как следствия косой коллизии Керулен-Аргунского и Малхано-Яблонового континентов с их хинтерландами. По геофизическим данным, в процессе этой коллизии образования Забайкальского сегмента Монголо-Охотского пояса были шарьированы на Керулен-Аргунский микроконтинент с амплитудой в 150–200 км.

После завершения в средней–поздней юре коллизии, сопровождавшейся гранитоидным плутонизмом, и в дальнем тылу зоны субдукции со стороны океанского бассейна, сохранившегося на востоке, в Западном Забайкалье в зоне Главного Монголо-Охотского и Джида-Витимского разломов, а также в промежутке между ними возник целый пояс рифтогенных впадин, заполненных континентальными обломочными, вверху угленосными отложениями верхней юры и в основном нижнего мела. Эта полирифтовая система по своей морфологии и, очевидно, происхождению весьма напоминает область Большого Бассейна в Северо-Американских Кордильерах. Слагающие ее впадины так же представляют односторонние конседиментационно развивавшиеся грабены шириной в первые десятки километров, разделенные поперечными перемычками или разломами, но образующие цепочки, протягивающиеся на сотни километров. Развитие грабенов сопровождалось излияниями трахибазальтов. В промежутке между полосами впадин вследствие тех же условий растяжения кристаллический фундамент Малхано-Яблоновой зоны испытал ремобилизацию, приведшую к образованию гранито-гнейсовых куполов – аналогов метаморфических ядер Кордильер (Е.В.Склярови др.).

Амуро-Охотский сегмент. После пережима против выступов Аргунского и Гонжинского древних массивов Монголо-Охотская система продолжается в восточном направлении, сначала в виде узкой (от 30–35 км на западе до 7 км на востоке) полосы, совпадающей с широтными хребтами Тукурингра и Джагды, а затем сильно расширяется, уходя на северо-востоке в Амурский залив Охотского моря и примыкая на юго-западе к северному окончанию Сихотэ-Алинской системы Тихоокеанского пояса.

Тукурингра-Джагдинское звено рассматриваемого сегмента зажато между Алдано-Становым щитом на севере, Мамынским и Буреинским массивами на юге, ограничиваясь, соответственно, Северо- и Южно-Тукурингрскими разломами. Первый представляет восточное продолжение Главного Монголо-Охотского разлома и, по крайней мере первоначально, Тукуринг-

ра-Джагдинская зона вдоль него испытала субдукцию под Алдано-Становой щит, с чем был связан позднеюрский и меловой магматизм этого щита. Но уже в поздней юре вдоль этого шва возник Зейско-Удский молассовый прогиб, на южный борт которого была надвинута испытавшая инверсию Тукурингра-Джагдинская зона. Аналогичный позднемезозойский прогиб возник и на границе с Буреинским массивом.

Сама Тукурингра-Джагдинская зона сложена мощным комплексом средне- и верхнепалеозойских кремнисто-вулканогенно-сланцевых (12–14 км) и нижнемезозойских флишоидных терригенных (до 8 км) отложений, исключительно сложно деформированных и испытавших динамотермальный метаморфизм. В долине р. Зеи выступает и офиолитовый комплекс, возраст которого точно не установлен; он считается среднепалеозойским, но может быть и более древним. Основная эпоха деформаций данной зоны приходится на рубеж средней и поздней юры. Герцинское несогласие, отчетливо проявленное на восточном окончании зоны в Верхнеамурском синклинории, здесь затухает.

Галамское звено. К востоку от хр. Джагды Амуро-Охотский сегмент резко расширяется благодаря отступанию границ Алдано-Станового щита и Буреинского массива. Здесь широкое распространение получают верхнемезозойские образования, в частности меловые вулканиты, с резким несогласием залегающие на подстилающих образованиях. Выходы палеозоя расщепляются на три расходящиеся ветви – одна следует на северо-северо-восток к Удской губе и Шантарским о-вам, другая в северо-восточном направлении к Тугурскому заливу, а третья отгибается к востоко-юго-востоку. Удско-Шантарская зона на северо-западе граничит вдоль офиолитового шва с периферической по отношению к Алдано-Становому щиту Шевли-Аянской зоной, сложенной шельфовыми осадками кембрия–силура. От Тугурской ветви Удско-Шантарская отделена наложенным Торомским прогибом, сложенным верхнемеловыми вулканитами и гранитоидами, т.е. фактически представляющим вулкано-плутонический пояс. А между Тугурской и Ничанской ветвями расположена широкая Амгунская впадина, заполненная пологоскладчатой терригенной юрой; на востоке она примыкает к северному окончанию Сихотэ-Алинской системы.

5.6.4.8. Гоби-Хинганская герцинская складчато-покровная система

Данная система является прямым восточным продолжением Южно-Монгольского сегмента Зайсан-Гобийской системы, но в отличие от субширотной Южно-Монгольской она простирается в северо-восточном направлении и с этим простиранием пересекает Восточную Монголию и западный Дунбэй, выходя на российскую территорию уже с северо-северо-восточным простиранием под названием *Норско-Сухэтинской зоны*. Последняя отделяет Гонжинский докембрийский массив от аналогичного Мамынского и в конце концов сочленяется с Тукурингра-Джагдинским звеном Монголо-Охотской системы. Северо-западным ограничением системы служат Центрально-Монгольский и Керулен-Аргунский микроконтиненты, а юго-восточным – офиолитовый шов, по обе стороны которого на отдельных участках выступают небольшие блоки докембрийской континентальной коры, одним из которых и является Мамынский (Северо-Хинганский на китайской территории). Подобно внешним зонам Южно-Монгольской системы, внешняя зона Гоби-Хинганской системы, прилегающая к Керулен-Аргунскому массиву, подстилается салаирским складчатым основанием, перекрытым шельфовыми отложениями среднего ордовика – нижнего карбона. Этот субстрат выступает и вдоль юго-восточного ограничения системы в Монголии, возможно, в аллохтонном залегании.

В центральной зоне Гоби-Хинганской системы не известно отложений древнее силурийских, и она, очевидно, возникла на океанской коре, реликтом которой являются силурийско-раннекарбоновые офиолиты. Здесь же известны того же возраста островодужные вулканиты, принадлежавшие, как и в Южно-Монгольской системе, двум вулканическим дугам – энсиалической северо-западной и энсиматической юго-восточной, и мощная терригенно-кремнисто-вулканогенная толща того же силурийско-раннекарбонового возраста. Вулканиты в этой толще – спилит-диабазовые в силуре, андезитовые выше. Все эти образования несогласно перекрыты континентальной и вулканогенной верхнепалеозойской и триасовой молассой.

Структура Гоби-Хинганской системы весьма напряженная, с развитием надвигов и даже тектонических покровов. Довольно широко распространены плутоны позднепалеозойских гранитоидов вплоть до послепермских щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов.

5.6.4.9. Внутренне-Монгольско-Дунбэйская позднегерцинская складчато-покровная система

Эта система зарождается на крайнем юго-востоке Монголии в виде Солонкерской зоны и простирается, расширяясь к востоку, в пределы Внутренней Монголии и Дунбэя, продолжаясь на территорию России в виде *Зее-Селемджинской зоны*, сочленяющейся с восточным окончанием Тукурингра-Джагдинской зоны и на

крайний север Кореи в виде зоны Туманган. В промежутке система ограничивается Буреинским и Ханкайским массивами – микроконтинентами, между которыми с востока вклинивается Наданьхада-Алинский апофиз Сихотэ-Алинской системы. На юге рассматриваемая система отделяется от Китайско-Корейского кратона узкой полосой Ондур-Сумских каледонид.

Основным отличием Внутренне-Монгольско-Дунбэйской системы от Гоби-Хинганской является сохранение морских условий осадконакопления до конца перми. Этот бассейн подстилался океанской корой, судя по присутствию офиолитов вероятного раннекарбонового возраста. Разрез верхнего палеозоя начиная с визе–намюра представлен терригенно-кремнисто-вулканогенной формацией с присутствием известняков и грубообломочных пород, содержание и грубость которых возрастают вверх по разрезу. Эти отложения прорваны послепермскими интрузиями гранитоидов и граносиенитов.

Структура системы весьма сложная, с развитием надвигов и шарьяжей, в Солонкерской зоне северо-вергентных, т.е. перемещавшихся в направлении Южно-Гобийского и Уланульского микроконтинентов.

Зее-Селемджинская зона хотя и может рассматриваться как северное окончание системы, но явно лежит вне ее осевой полосы и носит характер, переходный между последней и Буреинским докембрийским массивом. В ее основании присутствует салаирский складчатый комплекс, на котором залегает мощная флишоидно-терригенная и вулканогенная формация ордовика–силура. Вместе с подстилающими образованиями она была интенсивно деформирована перед девоном, пронизана плутонами гранитоидов и с резким несогласием перекрыта вулканогенной пестроцветной молассой девона.

Южнее, на китайской территории периферическое положение занимает *Гиринская (Янбиньская) зона,* в пределах которой на салаирском или докембрийском фундаменте залегает мощная (до 10 км) толща средне- и верхнепалеозойских мелководно-прибрежных отложений, прорванная позднегерцинскими гранитоидами.

5.6.4.10. Вулкано-плутонический пояс Большого Хингана

Этот пояс, которому отвечает хребет Большой Хинган в западном Дунбэе, простирается почти на 1000 км в северо-северо-восточном направлении, при ширине до 250 км. Сложенный юрскими и меловыми вулканитами, он несогласно наложен на простирающиеся в северо-восточном направлении палеозойские образования Гоби-Хинганской и Внутренне-Монгольско-Дунбэйской систем. В строении пояса участвуют три сформированных в континентальных условиях комплекса: 1) нижне- и среднеюрский вулканогенно-осадочный, слабоугленосный, молассоидный, с преимущественно андезитовыми вулканитами (до 2 км); 2) верхнеюрско-нижнемеловая вулканогенная толща андезитового состава в нижней части и более кислого в верхней и с комагматичными мелкими телами гранитоидов (до 4,5 км); 3) позднемеловые базальты, залегающие весьма полого и несогласно на более древних образованиях пояса, сложенных в крупные, разбитые сбросами складки. Вулканиты Большого Хингана в целом принадлежат известково-щелочной серии, что позволяет связывать образование данного вулканического пояса с пологой субдукцией со стороны океанского бассейна, распространявшегося в юре и раннем мелу на территорию современного Сихотэ-Алиня, хотя расстояние до этой зоны субдукции составляет ~1000 км.

5.6.5. Структуры платформенного мезозойско-кайнозойского чехла Урало-Охотского пояса

Значительные площади в пределах Урало-Охотского позднепротерозойско-палеозойского складчато-покровного пояса в мезозое после этапа постколлизионного рифтинга (тафрогенеза) были перекрыты осадочным чехлом и превратились в осадочные бассейны. Наиболее крупным из них является Западно-Сибирский бассейн (плита, мегасинеклиза). Его северо-восточным ответвлением служит Енисей-Хатангский прогиб, наложенный не на Урало-Охотский пояс, а на северную периферию Сибирского кратона. Но его генетическая связь с Западно-Сибирским бассейном побуждает рассмотреть этот прогиб в данном разделе. Южным продолжением Западно-Сибирского бассейна является Тургайский прогиб, наложенный на восточные зоны Уральской системы и на западный склон Казахстано-Киргизского микроконтинента. На юге Тургайский прогиб открывается в Сырдарьинскую синеклизу Туранской молодой платформы, восточная часть которой подстилается складчатыми структурами Урало-Охотского пояса. В крайней восточной части этого пояса имеются меньшего размера впадины, сложенные мезозойско-кайнозойским чехлом. Самая крупная из них – впадина (синеклиза) Сунляо в Дунбэе; к северу от нее, на территории России расположена Зее-Буреинская впадина, а западнее, частично на китайской, частично на монгольской территории – впадина Хамцал-Хайлар.

5.6.5.1. Западно-Сибирская мегасинеклиза

Западно-Сибирская мегасинеклиза – самая крупная на Земле впадина молодой платформы, занимающая площадь более 3,5 млн км^2 и вмещающая 6 млн км^3 осадков мезозоя и кайнозоя. Одновременно она является одним из богатейших нефтеносных и богатейшим газоносным бассейном мира. Западный борт мегасинеклизы частично перекрывает восточные зоны Уральской системы, на юге под ее чехол погружаются структуры Центрального Казахстана и Алтае-Саянской области, на востоке – Енисейского кряжа, а севернее – северо-западной части Сибирского кратона и Таймырской складчато-покровной системы. На севере бассейн открывается в Южно-Карскую впадину.

Фундамент мегасинеклизы является весьма гетерогенным и включает разновозрастные и разнотипные структурные элементы (рис.5-31). Если не считать погребенный северо-западный выступ Сибирского кратона, то наиболее древними элементами фундамента мегасинеклизы являются северное погружение Кокчетавского массива, лежащий на его северном продолжении полностью погребенный Уват-Хантымансийский массив, вероятные северные продолжения осевых зон Восточно-Уральского и Зауральского поднятий, Касский массив – предполагаемое западное ограничение системы Енисейского кряжа, и Барнаульский массив на юге; последние два выделены исключительно по геофизическим данным. С юга под чехол синеклизы продолжаются салаириды Кузнецкого Алатау и юго-западного склона Восточного Саяна и каледониды востока Центрального Казахстана. Стержневое положение в структуре фундамента занимает северное продолжение позднегерцинской Иртыш-Зайсанской системы, вдоль которой, точнее, ее Чарского шва, произошло окончательное закрытие северной части Палеоазиатского океана (в пределах современной суши). В.Н.Пучков предполагает, что эта сутура достигает южного побережья Карского моря и здесь сочленяется с сутурой, отделявшей Урал от Центрального Казахстана, однако в Южно-Карской впадине мог сохраниться реликтовый бассейн с океанской корой. А С.В.Аплонов высказал предположение, что позднепалеозойская коллизия не привела к полному замыканию

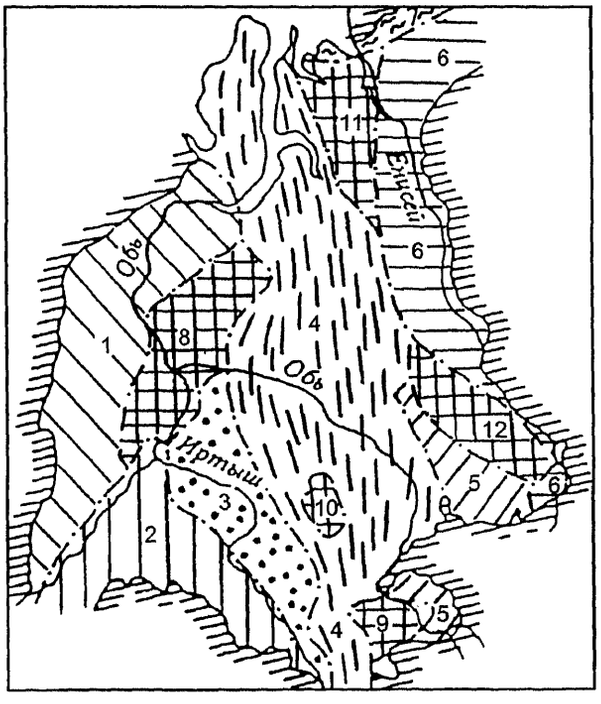


Рис. 5-31. Схема триасовой рифтовой системы Западно-Сибирской плиты (по А.Э.Конторовичу, В.С.Суркову и др.)

Складчатые системы: 1 – Уральская (позднегерцинская), 2 – Центрально-Казахстанская (каледонская), 3 – Салымская (раннегерцинская), 4 – Центрально-Западно-Сибирская (позднегерцинская), 5 – Салаирско-Кузнецко-Алатауская (салаирская), 6 – Енисейская (байкальская), 7 – Таймырская (позднегерцинская). *Срединные и окраинные массивы*: 8 – Уват-Хантымансийский, 9 – Барнаульский, 10 – Межовский, 11 – Недояхский, 12 – Верхнекетский

океана и в пределах современной суши также могли сохраниться впадины с океанской корой, впоследствии заполненные осадками палеозоя. Основанием для их выделения являются большая глубина залегания кровли консолидированного фундамента и его повышенная плотность, могущая свидетельствовать об отсутствии «гранитного» слоя.

К концу перми закончилась кратонизация фундамента, а на рубеже перми и триаса начался новый этап развития территории – этап широкомасштабного континентального рифтогенеза. В результате возникла сложная сеть рифтов общего меридионального простирания (рис.5-32), в которой центральное положение занимает Уренгойско-Колтогорский рифт, протянувшийся на 1500 км от Омска до Карского моря и достигающий на севере ширины 80 км. В основании полирифтовой системы мощность коры менее 36 км, а в ее подошве на ширину до 750 км верхняя мантия заметно

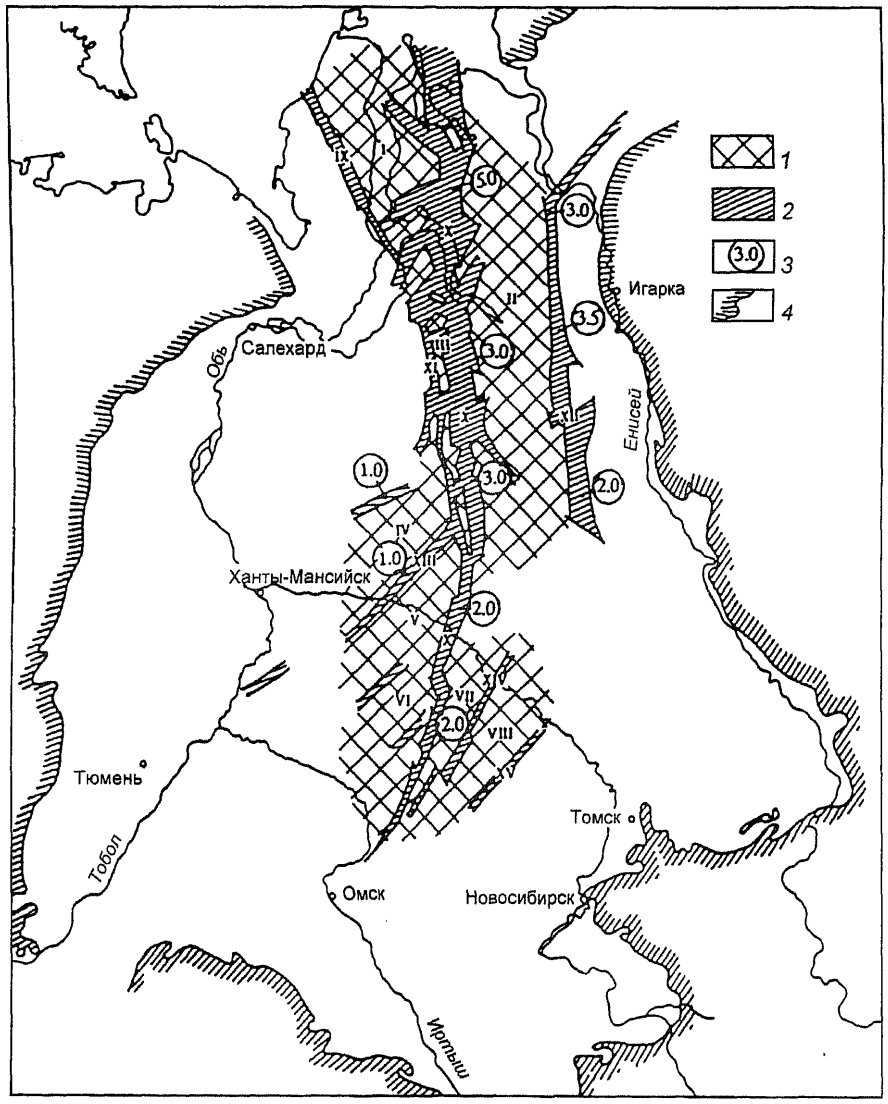


Рис. 5-32. Схема триасовой рифтовой системы Западно-Сибирской плиты (по А.Э.Конторовичу, В.С.Суркову и др.)

1 – межрифтовые поднятия; *2* – триасовые грабен-рифты; *3* – мощность грабенового комплекса, км; *4* – граница распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла. *Межрифтовые поднятия*: I – Северо-Ямальское, II – Красноселькупское, III – Уренгойское, IV – Сургутское, V – Нижневартовское, VI – Каймысовское, VII – Александровско-Васюганское, VIII – Сенькино-Пудинское. *Грабен-рифты*: IX – Ямальский, X – Колтогорско-Уренгойский, XI – Худуттейский, XII – Худосейский, XIII – Ачинский, XIV – Усть-Тымский, XV – Чузикский

резуплотнена на глубину до 70 км. В консолидированной коре на севере в полосе шириной в 400 км выделяется три блока с повышенными скоростями сейсмических волн и магнитной восприимчивостью. Признается, что эта кора близка по характеру к океанской (В.С.Сурков и др.). В свое время интерпретация магнитного поля дала основание С.В.Аплонову высказать гипотезу о том, что на севере Западной Сибири в конце перми – начале триаса рифтинг перешел в спрединг и создал здесь «Обский океан». Хотя наименование этой структуры, в лучшем случае красноморского типа, океаном и было некоторым преувеличением, представляется очевидным, что континентальный рифтинг на севере Западной Сибири в эту эпоху перерос в спрединг, пусть ограниченный и, возможно, рассеянный.

Рифтовые грабены в раннем и начале среднего триаса заполнялись базальтами и подчиненно обломочными осадками, а в конце среднего и позднем триасе осадконакопление стало чисто терригенным, на севере – с морскими прослоями, и вышло за пределы грабенов, положив начало формированию осадочного бассейна. Юрские отложения, также терригенные, распространены еще шире, причем ареал их распространения постепенно расширялся вверх по разрезу и снова на севере континентальные условия, способствовавшие угленакоплению, сменялись морскими. В конце средней юры морская трансгрессия охватила весь бассейн, тектоническое погружение обогнало темп поступления с суши обломочного материала, бассейн стал относительно глубоководным и в нем вплоть до раннего берриаса происходило накопление маломощных глинистых осадков, резко обогащенных органическим веществом. Эта баженовская свита и ее аналоги рассматриваются как основной генератор нефти в бассейне.

В неокоме тектоническая активность в обрамлении бассейна возросла, началась регрессия и его заполнение преимущественно обломочными осадками, хотя в центральной части еще сохранялись глубоководные условия. Апт-сеноманские отложения имеют песчано-глинистый состав, а туронские являются преимущественно глинистыми, отвечая началу самой крупной трансгрессии в истории бассейна. Сенон сложен кремнистыми глинами и опоками, а с датского века – палеоцена начинается регрессия, которая в эоцене временно сменяется трансгрессией, снова с накоплением кремнистых глин. В олигоцене море окончательно покидает мегасинеклизу и она превращается в неогене в озерно-аллювиальную равнину. Но при этом ее северная часть, ранее наиболее интенсивно погружавшаяся, испытывает инверсию – здесь возникает широтное Надым-Пурское поднятие, где непосредственно под четвертичным покровом залегают верхний мел и нижний палеоген.

В структурном отношении Западно-Сибирская мегасинеклиза представляет весьма плоскую депрессию (рис.5-33), хотя глубина погружения ее фундамента на севере, в Ямало-Тазовском регионе, и достигает 7–8 км. Бортовые части мегасинеклизы представляют очень пологие и широкие моноклинали, а в ее центральной части выделяют также чрезвычайно пологие своды и

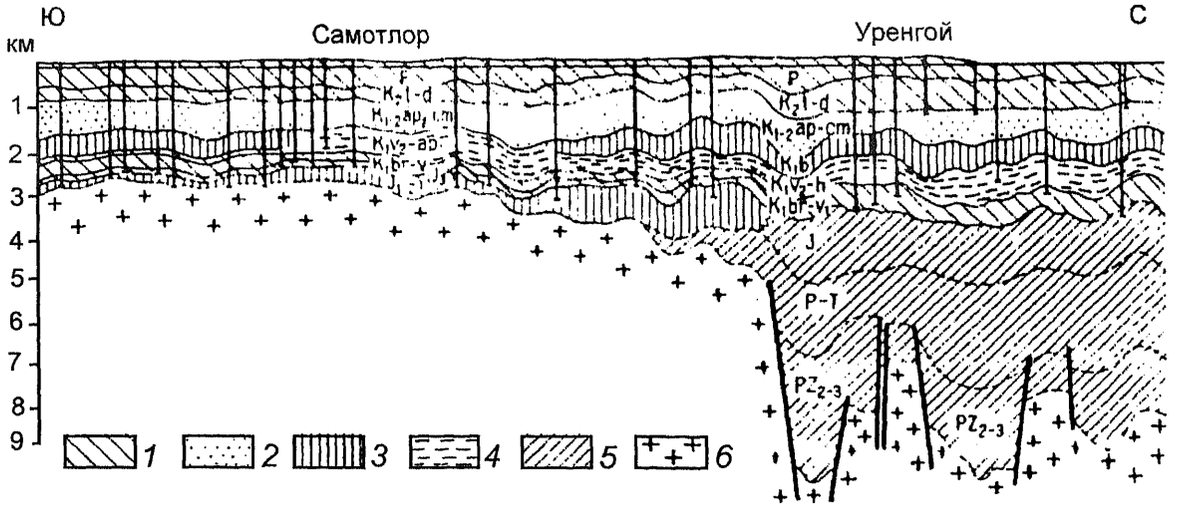


Рис. 5-33. Меридиональный профиль Западно-Сибирской плиты (по М.Я.Рудкевичу)

1 – палеоген и верхняя часть верхнего мела, а также неоген-четвертичные отложения; *2* – песчанистая толща низов верхнего – верхов нижнего мела; *3* – баррем; *4* – глинистая толща нижнего мела; *5* – юра – средний палеозой; *6* – фундамент.

Примечание автора (*В.Х.*): на севере отнесение низов разреза в грабенах к палеозою и фундаменту не подтверждено бурением

мегавалы, разделенные, соответственно, впадинами и прогибами; амплитуда этих структур 50–100 м. В их пределах различают валы и купола, амплитуда которых обычно не превышает 100 м, а в их рамках – множество (>1000) локальных поднятий с амплитудой в десятки метров. Все эти структуры, особенно мелкие, имеют разнообразную ориентировку, но наиболее крупные преимущественно северо-западную, меридиональную и северо-восточную в соответствии с господствующим простиранием структур обрамления и фундамента.

5.6.5.2. Енисей-Хатангский прогиб

Этот прогиб представляет как бы северо-восточное ответвление Западно-Сибирской мегасинеклизы и в его основании находится рифт восточно-северо-восточного простирания, одновозрастный Уренгой-Колтогорскому и образующий с ним тройное сочленение. Основной период развития прогиба начался в юре, а его дотриасовая история остается не вполне расшифрованной. Несомненно, что прогиб и породивший его рифт заложились в пределах Сибирского кратона и что на его территорию распространялся тот же палеозойский платформенный чехол, поскольку он подстилает и весь Южный Таймыр. Предполагается вместе с тем, что в зоне мезозойского прогиба существовал и рифейский рифт, а рифтингу конца перми – раннего триаса предшествовало сводовое поднятие.

В современной структуре Енисей-Хатангский прогиб протягивается на расстояние около 1100 км от низовьев Енисея к эстуарию Хатанги при ширине от 230 до 650 км. На западе он сливается с Западно-Сибирским бассейном, а на востоке отделяется седловиной от другого периферического прогиба Сибирского кратона – Лено-Анабарского. Енисей-Хатангский прогиб отделяет Таймырскую складчато-покровную систему от северного склона Сибирского кратона. Граница с Таймырской системой на западе определяется трансгрессивным залеганием позднемезозойского чехла, но на востоке выражена разломом, по которому межно предполагать некоторое надвигание Таймырского сооружения, в строении которого здесь участвуют и юрские отложения, на прогиб.

Глубина Енисей-Хатангского прогиба достигает 14–15 км, из которых 10–12 км приходится на мезозой, но погружения продолжались непрерывно до середины олигоцена. Отложения имеют, как и в Западной Сибири, песчано-глинистый состав, в начале юры и начале мела они континентальные, в середине юры и мела лагунно-континентальные, в поздней юре, позднем мелу и палеогене чисто морские, преимущественно глинистые.

Склоны прогиба представляют моноклинали – более пологую со стороны Таймыра (кроме крайнего востока), более крутую со стороны Сибирского кратона. Центральная часть прогиба характеризуется развитием инверсионных линейных мегавалов, кулисообразно подставляющих друг друга и образующих цепочку, пересекающую прогиб по диагонали от южного борта на западе до северного на востоке. Мегавалы нанизаны на крупный разлом с надвиганием северного крыла на южное, и их южные крылья круче северных. Основной период развития мегавалов – конец юры – начало мела, совпадает с завершающими деформациями юго-восточного Таймыра, и их происхождение несомненно связано со сжатием со стороны последнего.

5.6.5.3. Тургайский прогиб, Сырдарьинская и Чу-Сарысуйская впадины (синеклизы)

Тургайский прогиб соединяет Западно-Сибирскую мегасинеклизу с Сырдарьинской синеклизой Туранской плиты и отделяет Урал от Централтного Казахстана. Наложен Тургайский прогиб в основном на край Центрально-Казахстанского массива с его протерозойским фундаментом и средне- и верхнепалеозойским чехлом. В основании прогиба, как и в Западно-Сибирской мегасинеклизе, находятся рифтовые грабены, выполненные триасовыми и юрскими континентальными обломочными осадками, частично угленосными, в низах с участием вулканитов. Пострифтовый комплекс, полого перекрывающий эти рифты, представлен меловыми и палеогеновыми карбонатно-терригенными отложениями, частично континентальными, частично морскими. На юго-западе Тургайский прогиб смыкается с Сырдарьинской, а на юго-востоке с Чу-Сарысуйской синеклизами восточной части Туранской плиты.

Сырдарьинская синеклиза на западе ограничена Кулундинским разломом, проходящим вдоль западного побережья Аральского моря, на юго-востоке Бухарским разломом, на северо-востоке поднятием хр. Большого Каратау, а на юго-востоке, углубляясь, переходит в Ферганскую впадину новейшего орогена Тянь-Шаня. Фундамент синеклизы имеет заведомо докембрийский, очевидно раннедокембрийский возраст и залегает на глубине 3–4 км. Самый верхний структурный этаж чехла, залегающий практически горизонтально, образован маломощными морскими отложениями верхнего мела и палеогена и континентальным неогеном. Под ним несогласно залегает пологоскладчатый комплекс терригенного верхнего палеозоя, карбонатного нижнего карбона – верхнего девона и красноцветной молассы верхнего–среднего девона, а ниже, вплоть до кровли фундамента – более интенсивно дислоциро-

ванный нижний палеозой и венд, погружающиеся со стороны хр. Большого Каратау.

Чу-Сарысуйская синеклиза наложена на каледонский массив запада Центрального Казахстана и отделена от Тургайского прогиба и Сырдарьинской впадины поднятиями Улытау и Каратау, причем первое на нее надвинуто. Как единая депрессия она вырисовывается по верхнемеловым и кайнозойским континентальным отложениям, а по верхнему палеозою состоит из двух самостоятельных впадин – северной Джезказганской и южной Чуйской. Выполнены эти впадины карбонатной формацией верхнего девона – нижнего карбона и молассовой верхнего палеозоя. В верхах нижней перми присутствуют эвапориты, с которыми связано образование так называемых Сарысуйских куполов, а красноцветы среднего–верхнего карбона содержат богатые залежи медных руд.

5.7. Палео- и Мезотетис и палеозойско-раннемезозойские сооружения Центральной и Юго-Восточной Азии

5.7.1. Куньлунь-Циляньшань-Циньлинская система покровно-складчатых сооружений

Эта система простирается в основном к югу от Таримского и Китайско-Корейского древних континентальных массивов и лежит на восточном продолжении Северного Памира, отделяясь от него косопоперечным Памиро-Каракорумским правым сдвигом. Она представляет порождение уже не Палеоазиатского океана, а Прото- и Палеотетиса, и обнаруживает активное развитие на протяжении позднего протерозоя, палеозоя и триаса, не говоря уже о неотектонической активизации, с которой связано образование высокогорного рельефа, в Куньлуне создавшего вершины, превышающие 7-километровую высоту.

Отдельные звенья рассматриваемой в данном разделе системы находятся в сложных пространственно-временных соотношениях. *Западный Куньлунь* примыкает с юга к Таримской впадине и сопровождается со стороны этой впадины возникшим на новейшем этапе предгорным прогибом – Хотанским, или Яркендским. На востоке простирающийся в северо-западном направлении Западный Куньлунь срезается Алтынтагским левым сдвигом. Этот сдвиг, один из крупнейших в Центральной Азии, простирается на 1600 км в северо-восточном направлении и в своей юго-западной части ограничивает с северо-запада Северо-Тибетский (Цзянтанский) массив, упираясь своим юго-западным окончанием в Памиро-Каракорумский разлом. Он далее смещает Восточный Куньлунь на 500 км к северу по отношению к Западному и затем срезает Цайдамскую впадину и складчатое сооружение Циляньшаня (рис.5-34), простирающиеся в западо-северо-западном направлении (в отличие от широтного простирания Восточного Куньлуня). Докембрийский фундамент Цайдама, выступающий по его северной периферии (2,5 и 1, 7 млрд лет), считается продолжением аналогичного фундамента Тарима, вторично отделенным от него Алтынтагским сдвигом. В северо-западном крыле этого сдвига, на краю Таримской впадины, простирается горный массив Алтынтага, сложенный в основном также докембрием и отделенный от собственно Тарима еще одним сдвигом, имеющим более меридиональное простирание по сравнению с Алтынтагским, по сочленяющимся с ним на юге. В раструбе этих сдвигов на севере находится сооружение *Бэйшань*, которое этим вторым сдвигом отделяется от восточного окончания Тянь-Шаня, но обладает с ним значительным сходством, первоначально представляя его вероятное продолжение. С другой стороны, имеются основания рассматривать Бэйшань как смещенное к северо-востоку продолжение Циляньшаня (оба они представляют каледонские сооружения), если допустить, что Алтынтагский сдвиг первоначально, очевидно до олигоцена, представлял не левый, а правый сдвиг (таково мнение Д.Чжоу и С.Грэема). Но в этом случае приходится считать, что в раннем палеозое Циляньшань представлял продолжение Тянь-Шаня, относящегося не к Палеотетису, а к Палеоазиатскому океану, и отделял Тарим-Цайдам от Синокореи с Альшанем, что как будто не противоречит палеомагнитным данным об отсутствии единства этих докембрийских блоков в это время.

Однако строение северных зон всех рассматриваемых здесь сооружений, примыкающих к этим массивам, довольно однотипно. Все они представляли в позднем протерозое и раннем палеозое пассивные окраины сответствующих континентальных блоков – Западный Куньлунь-Тарима, Восточный Куньлунь-Цайдама, Циляньшань-Алашаня, Циньлин-Синокореи. Их слагают мелководно-морские карбонатно-терригенные образования, в низах которых встречаются основные вулканиты, очевидно рифтогенного происхождения. Эти отложения погружаются к северу, а на юге из под них выступает доверхнепротерозойский кристаллический фундамент. Поверх дислоцированного верхнепротерозойского-нижнепалеозойского чехла несогласно залегает верхнедевонская континентальная красноцветная моласса, за которой следует верхний палеозой – морской карбонатный на окраине Тарима, паралический угленосный терригенный на окраине Синокореи, континентальные угленосная юра и красноцветный мел. Додевонский комплекс интенсивно дислоцирован с преобладанием северной вергентности и

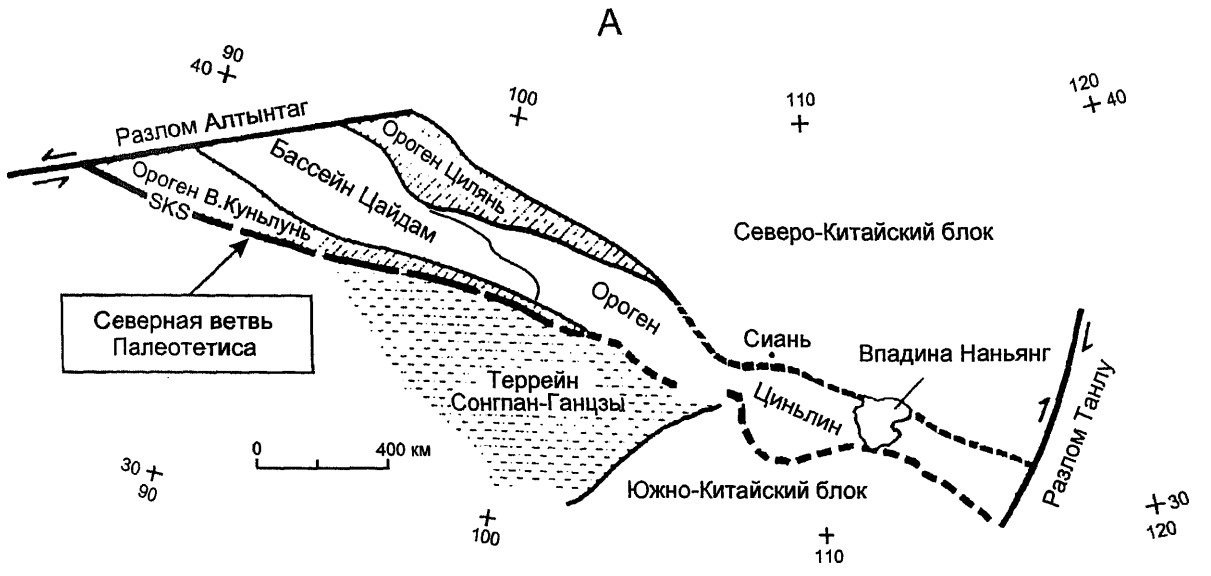


Рис. 5-34. Тектонические связи между Циньлинем и смежными орогенами и палеотектонические профили через Кунь-Лунь и Северный Тибет

А – схема, показывающая тектонические связи между Циньлинем и смежными с запада орогенами (по Ц.Р.Менгу и Г.-В.Чжангу); Б – палеотектонические профили через Кунь-Лунь и Северный Тибет (по Ф.Матту и др.)

местами прорван небольшими интрузиями постколлизионных гранитоидов.

От прилегающих платформенных блоков северные зоны отделены разрывами, но главные сутуры отделяют их от центральных зон. Вдоль этих сутур выступают офиолиты, обычно в виде меланжа. Возраст офиолитов считается в основном кембро-ордовикским с допущением начала их образования в конце протерозоя (Западный Куньлунь). В Циляньшане они подверглись метаморфизму высоких давлений. Здесь офиолиты сопровождаются терригенным кембро-силурийским флишем.

Центральные зоны рассматриваемых сооружений первично представляли микроконтиненты, что наиболее четко выражено в центральном Циляньшане, где датировки фундамента заключены в пределах от 2469 до 874 млн лет. В Циньлине их разброс от 2172 до 794 млн лет. Это показывает, что соответствующие континентальные блоки являются, очевидно, гондванскими отторженцами. В этих же зонах присутствуют более молодые, кембрийско-силурийские островодужные вулканиты (Циляньшань, Циньлин) или ордовикско-раннедевонские гранитоиды, свидетельствующие о функционировании наклоненной к югу зоны субдукции. Но в той же зоне известны более молодые гранитоиды – раннекарбоновые в Циньлине, пермско-триасовые в Куньлуне, а также позднепалеозойские вулканиты, чередующиеся с морскими карбонатами, связанные уже, очевидно, с более поздней субдукцией с юга. Однако в Циляньшане каледонские деформации, магматизм и метаморфизм были заключительными; с их окончанием Тарим и Цайдам спаялись с Алашанем и Синокореей в единый довольно крупный континент. Но на юге Куньлуня (Кара-Куньлунь) и Циньлиня в девоне–триасе возник или продолжал существовать глубоководный бассейн с океанской корой, отложения которого слагают южные зоны этих сооружений, отделенные сутурой, в Куньлуне офиолитовой, от центральных зон. Эти отложения представлены преимущественно пелитовыми осадками с грауваккovыми турбидитами, флишевыми или флишоидными, достигающими очень большой мощности (6 км в Кара-Куньлуне). Они слабо метаморфизованы, но весьма интенсивно смяты и образуют ряд покровных пластин южной вергентности. Вдоль южной периферии Циньлиня они в совокупности шарьированы на северный край платформы Янцзы. А западнее южная зона Куньлуня, огибая восточное погружение Северо-Тибетского массива, сильно расширяется, переходя в «треугольник Сунпан-Ганцзы», представлявший вплоть до позднего триаса реликтовый бассейн Палеотетиса, заполнявшийся мощными терригенными осадками.

Заключительные деформации Куньлуня и Циньлиня начались в позднем триасе, в раннекиммерийскую-

Б

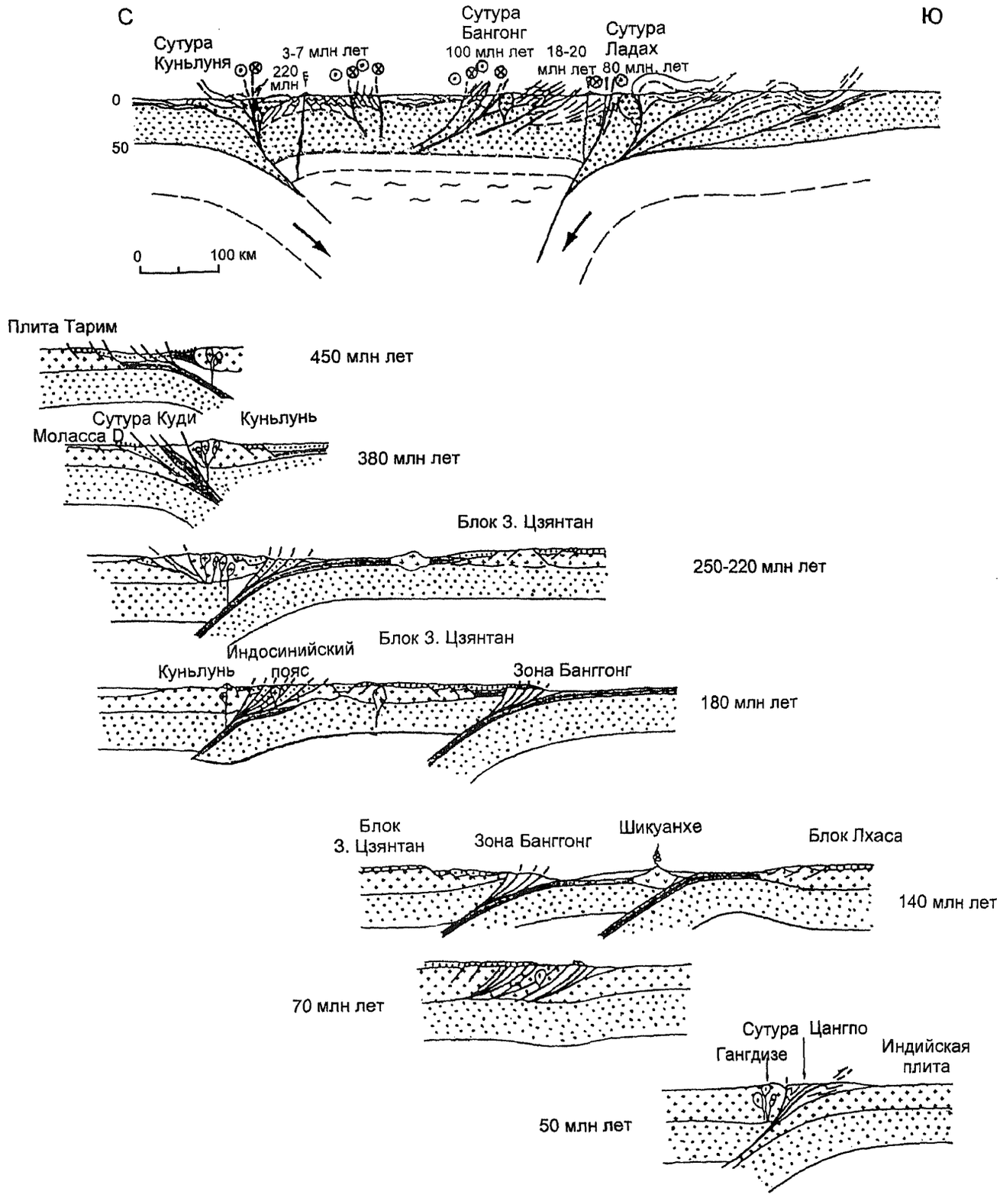


Рис. 5-34 (окончание)

индосинийскую эпоху, сопровождаясь внедрением гранитов, но продолжались вплоть до поздней юры, до позднекиммерийской – яншаньской эпохи включительно, ибо по палеомагнитным данным лишь в это время завершилась коллизия между Северокитайским и Южнокитайским континентами. Но уже в раннекиммерийскую эпоху произошло надвигание отложений, выполняющих «треугольник Сунпан-Ганцзы» вдоль восточного края этого треугольника, на Сычуанскую синеклизу платформы Янцзы. Ныне этот надвиговый фронт выражен хребтом Лунмэншань.

Тектоническая активность и магматизм продолжали проявляться в Куньлуне и Циньлине и в меловом периоде, выражаясь, в частности, в продольных сдвиговых перемещениях и во внедрении гранитов, теперь уже «анорогенных», например в Малом Циньлине, на северо-востоке хребта. В начале кайнозоя на Цайдамский блок с его докембрийским фундаментом и тонким верхнепалеозойским морским карбонатным и мезозойским континентальным и терригенным чехлом была наложена одноименная впадина, которая заполнилась мощной (6–10 км) толщей континентальных отложений, песчано-глинистых до плиоцена и грубообломочных выше. Они подверглись деформациям сжатия перед плиоценом и в квартере, выразившимся, в частности, в надвигании с юга на впадину Восточного Куньлуня.

5.7.2. Лаосско-Вьетнамская и Юньнань-Малайская раннекиммерийские покровно-складчатые системы

Эти системы служат юго-юго-восточным (в современных координатах, первоначально восточным) продолжением Куньлунской системы и, подобно последней, возникли в результате замыкания Палеотетиса. Юньнань-Малайская система протягивается через западную часть китайской провинции Юньнань и крайний восток Мьянмы в северо-западный Лаос и центральную часть Таиланда, охватывая далее п-ов Малакка, кроме его крайней северо-западной части, и о-ва Бангка и Билитон (Малайя). Западным ограничением системы служит массив Синобирмания, восточным – на севере Южно-Китайская (Янцзы) платформа, на юге Индосинийский массив (рис.5-35). В промежутке между ними от Юньнань-Малайской системы ответвляется Лаосско-Вьетнамская складчато-покровная система северо-западного простирания, уходящая на соединение с Западно-Тихоокеанским подвижным поясом. Эта ветвь обособляется уже в пределах Юньнани, отделяясь от основного ствола Юньнань-Малайской системы массивом-микроконтинентом Линкан-Симао. От Южно-Китайской платформы Лаосско-Вьетнамская (Вьетлаосская) система отделяется офиолитовым швом Айлаошань, от Индосинийского массива – офиолитовым швом Андием. Выходы офиолитового комплекса имеются и в осевой части системы – вдоль р. Шонгма во Вьетнаме; возможно, что на северо-западе этот шов соединяется с Айлаошанским. С другой стороны, Айлаошанский шов рассматривается некоторыми исследователями как продолжение шва, ограничивающего с севера Северотибетский (Цзянтан) массив и отделяющего его от Куньлунской системы. Если это сопоставление справедливо, то именно Вьетлаосская система является прямым продолжением Куньлунской, а Юньнань-Малайская – лежащей на продолжении сутуры, разделяющей Северотибетский массив на два блока, из которых только южный по присутствию позднепалеозойских ледниковых отложений и гондванской флоры должен был до этого времени принадлежать Гондване.

Массив Линкан-Симао тяготеет по тем же признакам к северному блоку Северотибетского массива и к Индосинийскому массиву. Но в современной структуре он отчленен и от того, и от другого, а в промежутке между ним и Индосинийским массивом Вьетлаосская система непосредственно примыкает на западе к Юньнань-Малайской, но их разделяет крупный левый сдвиг Дьенбьен, который южнее простирается вдоль всего западного края Индосинийского массива. Расположенные по разные стороны этого сдвига, обе системы резко различаются и по своему простиранию – западо-северо-западному у Вьетлаосской, общему субмеридиональному у Юньнань-Малайской.

Вьетлаосская система заложилась в процессе позднепротерозойского рифтинга на гетерогенном фундаменте, ибо помимо офиолитов позднепротерозойского-раннепалеозойского (скорее всего, венд-раннекембрийского) возраста – реликтов океанской коры, в ее структуре присутствуют блоки раннедокембрийской континентальной коры – Фухоат и Фансипан, по периферии которых сохранились предположительно рифтогенные обломочные и частично карбонатные отложения венда(?) – нижнего кембрия. Возникший к началу или в начале палеозоя глубоководный бассейн заполнялся в ордовике–силуре, а в центральной части и в девоне мощной флишевой или флишоидной толщей. Близ границы с Индосинийским массивом на юго-западе и в северо-восточной зоне системы в раннем девоне проявились каледонские деформации с последующим накоплением моласс, излияниями субщелочных базальтов и внедрением гранитоидов. В осевой части системы диастрофизм наступил несколько позднее – в конце девона, опять же сопровождаясь в раннем карбоне образованием моласс, вулканитов и гранитоидов. Отложения до девонских включительно были смяты в узкие линейные складки и метаморфизованы в зелено-

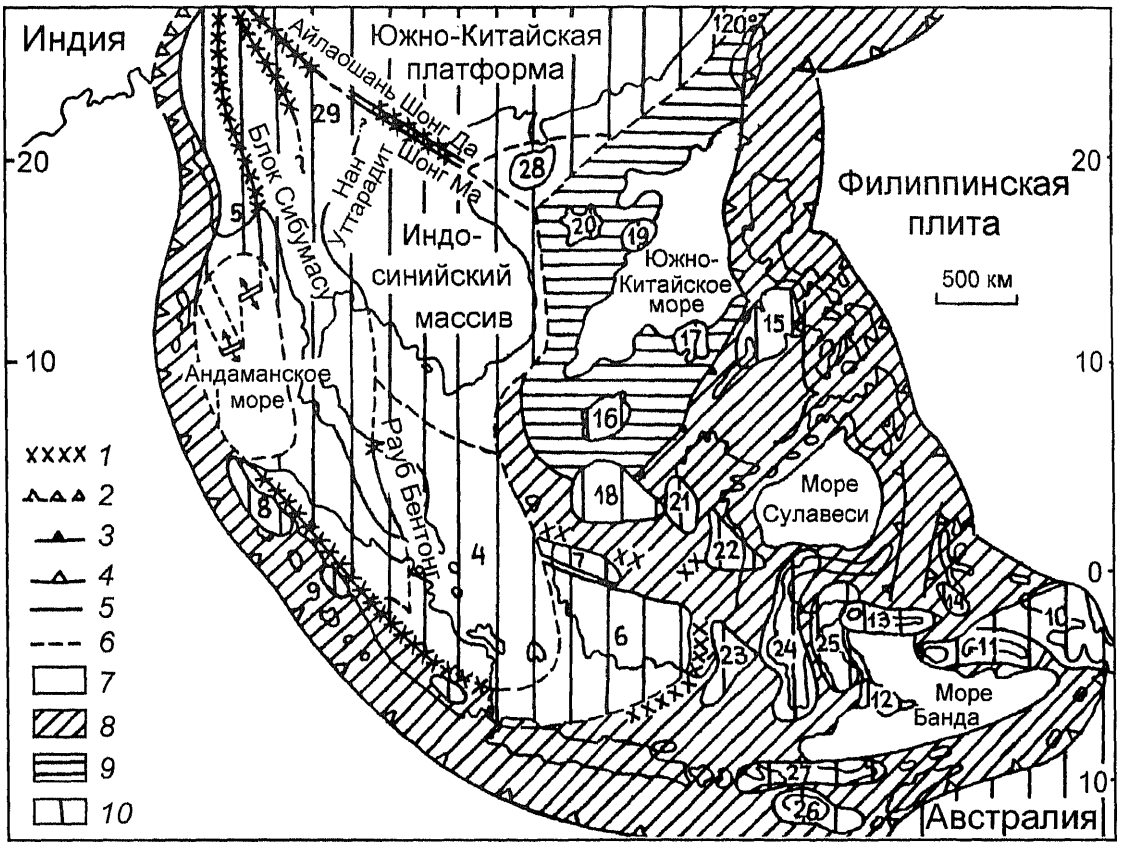


Рис. 5-35. Распределение континентальных блоков и их фрагментов (террейнов) и главных сутур Юго-Восточной Азии (по И.Меткафу)

1 – сутуры; *2* – надвиги; *3* – древние желоба; *4* – активные желоба; *5* –границы террейнов; *6* – то же, предполагаемые; *7* – океаническая кора; *8* – аккретированная кора; *9* – континентальная кора, испытавшая растяжение; *10* – континентальные блоки и фрагменты. Цифры на схеме: 1 – Южный Китай; 2 – Индокитай; 3 – Сибумасу; 4 – Восточная Малайя; 5 – Западная Бирма; 6 – Юго-Западный Борнео; 7 – Семитау; 8 – Сикулех; 9 – Наталь; 10 – Западный Ириан-Джайя; 11 – Буру-Серам; 12 – Бутон; 13 – Банггай-Сула; 14 – Оби-Бакан; 15 – Северный Саравак; 16 – о-ва Спратли-Дэинджерус-Граундс; 17 – Банка Рид; 18 – Лукония; 19 – Банка Макклсфилд; 20 – Парасельские о-ва; 21 – Келабит-Лонгбован; 22 – Менгкалинат; 23 – Патерностер; 24 – Западный Сулавеси; 25 – Восточный Сулавеси; 26 – Сунда; 27 – аллохтон Банда; 28 – террейны о-ва Хайнань; 29 – террейн Симао

сланцевой фации. Они резко несогласно перекрываются полого дислоцированными мелководными терригенно-карбонатными отложениями карбона–перми. Исключением на этом спокойном фоне явилось образование уже в девоне рифтогенного прогиба в бассейне р. Шонгда с накоплением обломочно-глинистых и карбонатных осадков. Деструкция сформированной перед этим континентальной коры в поздней перми – среднем триасе, судя по появлению мафитов и ультрамафитов, могла достингуть красноморской стадии. Перед ладином отложения прогиба Шонгда испытали деформации сжатия, но затем погружение возобновилось с отложением в его осевой части темных глинистых, а в бортах – обломочных осадков. Заключительные интенсивные деформации призошли в нории, после чего дислоцированные породы прогиба были несогласно перекрыты обломочными красноцветами самых верхов триаса, а затем щелочными вулканитами нижней юры. Этой вспышке вулканизма предшествовали интрузии гранитоидов. Между тем в более южной части системы в среднем триасе образовалась впадина Самныа, заполненная мелководными песчано-глинистыми осадками и кислыми вулканитами, которым комагматичны гранитоиды. Выше залегает угленосная моласса верхов триаса – низов юры, грубая вулканическая моласса нижней юры, верхнего мела и неогена. Анало-

гичная впадина Туле была сформирована в северо-восточной части системы.

Таким образом основные деформации Вьетлаосской системы приходятся на конец триаса, хотя им предшествовали преддевонские в ее краевых частях и предкарбоновые – в осевой зоне. На заключительной стадии киммерийских деформаций вдоль северо-восточной границы системы образовался один из крупнейших сдвигов Юго-Восточной Азии – правый сдвиг Красной реки, уходящий в дельте последней под Ханойский неогеновый прогиб, открывающийся в залив Бакбо (Тонкинский) Южно-Китайского моря. А возможное восточное продолжение Вьетлаосской системы может находиться на о. Хайнань.

Юньнань-Малайская система зарождается на севере, в Юньнани, на продолжении сутуры Ланканцзян (или Лонгмукуо-Шуангху), отделяющей собственно Северотибетский массив (Цзяньтан) от блока Линкан-Симао и являвшийся северной границей Гондваны на этом участке в позднем палеозое. В зоне этой сутуры в Тибете известны девонские и пермо-карбоновые офиолиты и турбидиты, а также голубые сланцы; она перекрыта здесь континентальным средним триасом. Юго-восточнее в западном крыле сутуры выступают пермо-карбоновые островодужные вулканиты, а сама сутура прорвана позднетриасовыми коллизионными гранитами и запечатана юрскими отложениями. Южное продолжение данной сутуры известно в западной Юньнани как сутуры Чаннин-Менглян, в Таиланде как Нан-Уттарадит и в Малайе – как Рауб-Бентонг. В целом она намечает шов, вдоль которого произошло закрытие Палеотетиса в Юго-Восточной Азии. Развитый вдоль этой сутуры меланж включает полный набор пород офиолитовой ассоциации, в том числе кремни-радиоляриты, по которым верхний предел возраста офиолитов датируется как раннедевонский на севере, позднедевонский на юге, а нижний – как среднетриасовый или позднепермский–раннетриасовый, соответственно. В Малайе сутура запечатана позднетриасовыми–раннеюрскими гранитами. Офиолитовый шов на ряде участков сопровождается выходами глаукофановых сланцев.

Основную роль в сложении системы играют черносланцевые отложения ордовика–силура и флишевые или флишоидные – девона – среднего триаса. Наряду с ними развиты, особенно в западной зоне, на краю Синобирманского массива, островодужные вулканиты пермо-триасового возраста. Такие же вулканиты известны и вблизи западной окраины Индосинийского массива.

Внутренняя структура системы отличается большой сложностью и широким развитием надвигов и даже тектонических покровов, направленных с обеих сторон к осевому офиолитовому шву. Наиболее крупные покровы, сложенные породами верхов карбона–перми и главным образом нижнепермскими известняками, а также угленосной паралической формацией, установлены русскими геологами в восточной зоне, где амплитуда их перемещения достигает десятков километров.

Основной эпохой формирования этой структуры явился конец триаса – начало юры. На ее завершающей стадии возникли крупные сдвиги северо-западного простирания – Красной реки на севере, Хионг-Маруи на юге, с амплитудой, соответственно, в 600 и 220 км; развивались они в основном начиная с олигоцена. Юрские и меловые континентальные отложения выполняют остаточный прогиб, наложенный на осевую зону системы.

Вдоль юго-западного края Индосинийского массива в пределах Камбоджи и юго-восточного Вьетнама происходит переход верхнепалеозойских и триасовых отложений в более мощные, глубоководные и интенсивнее дислоцированные образования. Здесь же появляется морская юра. Тем самым намечается существование еще одной ветви Палео-, вернее, Мезотетиса, переходной к Западно-Тихоокеанскому поясу.

Деформации сжатия в подвижных системах Индокитая неполностью завершились в раннекиммерийскую эпоху. Они повторялись в юре и мелу, очевидно, под воздействием коллизии, происходившей западнее, в основном в пределах Мьянмы, в позднекиммерийскую эпоху.

В конце эоцена территория современного Индокитая вступила в новый активный этап своего тектонического развития, совпадающий с эпохой коллизии Индии и Евразии. Большая часть территории при этом испытывала поднятие, сопровождавшееся излияниями базальтов, от толеитовых до щелочных. Последние связаны с процессами рифтинга, которые привели к образованию крупных грабен-прогибов, открывающихся в Южно-Китайское море – Ханойского, устья Меконга и Сиамского залива с продолжением на суше.

5.8. Тихоокеанская окраина Азии

В пределах самого материка эта окраина включает структурные элементы, расположенные к востоку от Сибирского, Китайско-Корейского и Южнокитайского кратонов. Наибольшей шириной она обладает в пределах Северо-Востока России (рис.5-36), простираясь от долины Лены и Алдана на западе и до Берингова и Охотского морей на востоке. Здесь она естественно делится на два крупных региона: Верхояно-Чукотский, структура которого сложилась в основном к середине раннего мела, т.е. имеет позднекиммерийский

возраст, и Корякско-Камчатский, продолжавший активно развиваться в кайнозое и частчино сохранивший высокую эндогенную активность и в современную эпоху. Их границей служит средне- и позднемеловой Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс, простирающийся в северо-восточном направлении, конформно внутренней структуре Корякско-Камчатской области, и наложенный, очевидно, на зону субдукции, ограничивавшую Евразийскую плиту в эпоху формирования данного пояса.

К югу от впадения Амура в Охотское море рассматриваемая континентальная окраина представлена горным сооружением Сихотэ-Алиня, сложная структура которого имеет позднемеловой возраст. На западе Сихотэ-Алинь отделяется от восточного окончания Урало-Охотского пояса древними массивами – Буреинским-Цзямусы и Ханкайским. На юге это сооружение примыкает к северо-восточному выступу Китайско-Корейского кратона, занимающего вместе с вероятным продолжением Южнокитайской платформы почти весь Корейский п-ов, за исключением крайней южной части, куда продолжается Восточно-Азиатский краевой вулкано-плутонический пояс, более северными звеньями которого являются Восточно-Сихотэалинский и Охотско-Чукотский пояса.

После некоторого перерыва рассматриваемая полоса перитихоокеанских структур вновь появляется на суше в юго-восточном Китае, в области, со времен Ф.Рихтгофена известной как Катазия. По современным данным, она включает несколько крупных зон общего северо-восточного простирания, возраст заключительных деформаций которых омолаживается в юго-восточном направлении от позднепротерозойского (байкальского) до мезозойского (киммерийского); среди них главная роль принадлежит каледонидам. Эта складчатая область по другую сторону Тонкинского (Бакбо) залива имеет своим продолжением Лаосско-Вьетнамскую складчатую систему, являющуюся одновременно ее связующим звеном со Средиземноморским поясом.

Еще дальше к югу непосредственно к побережью выходит Индосинийский массив с его раннедокембрийским фундаментом, а лежащие к юго-западу от него структуры относятся уже не к Западно-Тихоокеанскому, а к Средиземноморскому поясу. Но первый включает еще широкую полосу окраинных морей и островных дуг. К числу морей принадлежат, с севера на юг: Берингово, Охотское, Японское, Восточно-Китайское и Южно-Китайское моря. В этих морях в разных пропорциях представлены шельфовые участки с корой континентального типа, в большинстве своем примыкающие к материку и подстилаемые продолжением смежных материковых структур, и глубоководные участки с новообразованной или «захваченной» корой океанского или переходного к океанскому типа. Среди островных дуг выделяются две категории – одни из них представляют отторженцы докайнозойской континентальной коры – Сахалин, Японские о-ва, Тайвань, отчасти Филиппины, другие – кайнозойские энсиматические образования, типичным примером которых может служить Идзу-Бонин-Марианская дуга. Система островных дуг окаймляется глубоководными желобами, отделяющими их от открытого океана и отчасти сопровождающими эти дуги со стороны окраинных морей.

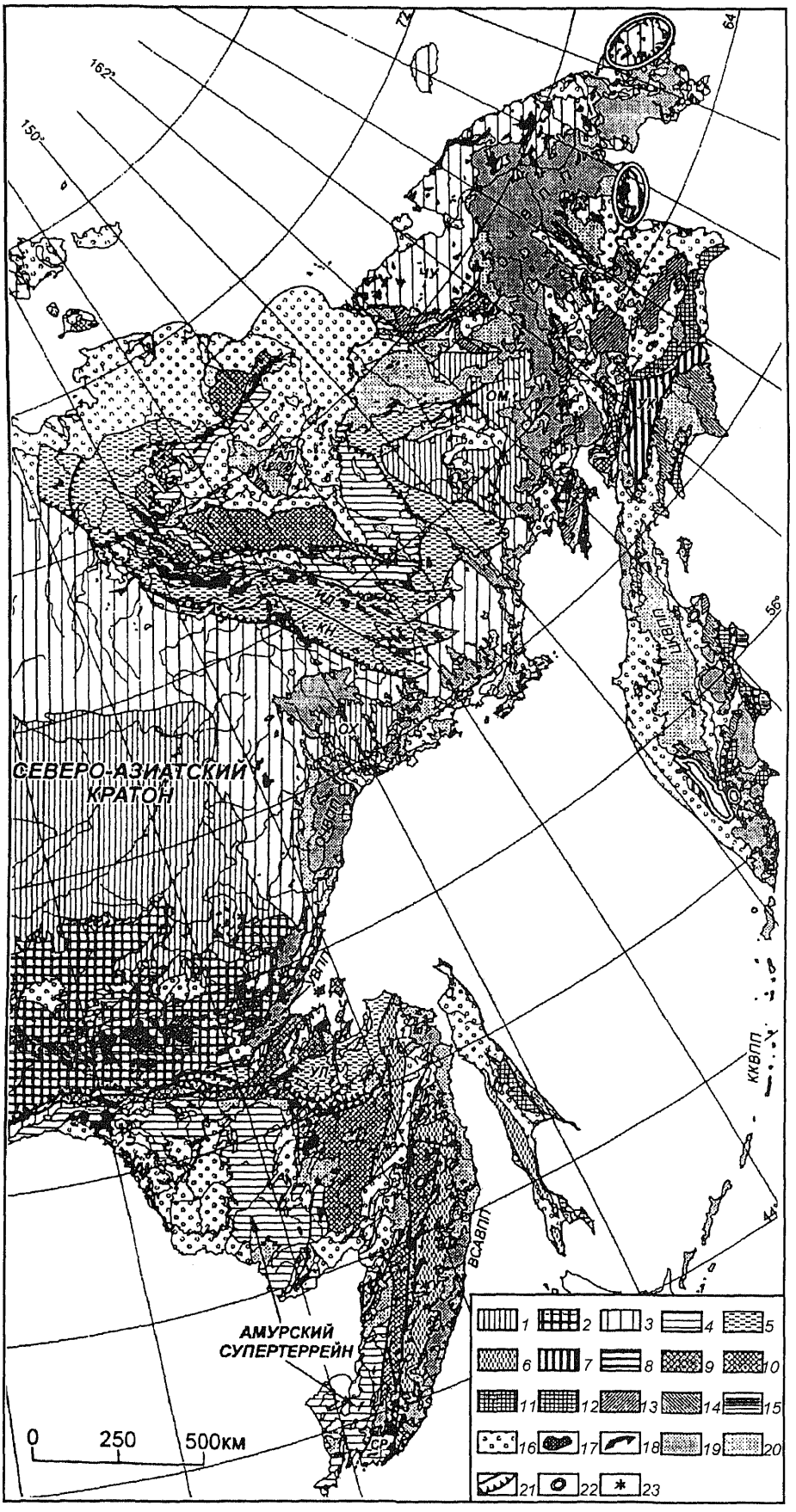
5.8.1. Верхояно-Чукотская позднекиммерийская складчато-покровная область

В составе этой обширной области, охватывающей не только сушу – Верхоянский хребет, хребет Черского, Алазейское плоскогорье и прибрежные низменности, но и прилегающий сектор подводной окраины континента с Новосибирскими о-вами и о.Врангеля, принято выделять две складчатые системы – Верхояно-Колымскую и Новосибирско-Чукотскую.

5.8.1.1. Верхояно-Колымская складчатая система

Эта система может быть разделена на две мегазоны – внешнюю, отвечающую собственно Верхоянью, и внутреннюю, гораздо более сложного строения, включающую хребет Черского и Алазейское плоскогорье. Внешняя мегазона заложена на продолжении раннедокембрийского фундамента Сибирского кратона, погруженного здесь на глубину до 20 км. В течение весьма длительного времени, с начала рифея и почти до конца юры она представляла пассивную окраину Сибирского континента с накоплением соответствующего комплекса осадков. В конце юры, начиная с востока, она была охвачена деформациями сжатия, к середине раннего мела распространившимися вплоть до ее западного края. В это время перед орогеном возник передовой прогиб, заполнявшийся меловыми и частично кайнозойскими молассами, в нижней части паралическими угленосными, выше континентальными, мощностью до 5–6 км.

Предверхоянский прогиб простирается параллельно надвиговому фронту Верхоянья, протягивающемуся от дельты Лены на юг сначала почти меридионально, но затем, близ устья Алдана, поворачивающему к востоку–юго-востоку и далее, вдоль правобережья Алдана, снова на юг в направлении Охотского моря. Но сам прогиб выклинивается в начале этого нового поворота и южнее краевое поднятие Верхоянья – хр. Сетте-Дабан, непосредственно надвинуто на Алданский щит


СЕВЕРО-АЗИАТСКИЙ КРАТОН
АМУРСКИЙ СУПЕРТЕРРЕЙН
ВСАВПП
ККВПП
0 250 500км

Сибирского кратона. Наиболее широкая и глубокая, до 10–15 км, часть Предверхоянского прогиба приурочена к южному участку, где он сливается с Вилюйской синеклизой платформы, углубляющейся в его направлении. Прогиб, как и все подобные структуры, построен асимметрично, с полого моноклинальным платформенным и осложненным надвигами противоположным крылом.

Внешняя, собственно *Верхоянская мегазона* достигает наибольшей ширины на севере, где она простирается вдоль побережья вплоть до устья р. Индигирки, срезаясь северо-западным пограничным разломом Новосибирско-Чукотской системы (см. ниже). Южнее она образует полого выпуклую к западу дугу, а еще южнее расщепляется на две ветви, обтекающие Охотский массив раннедокембрийской континентальной коры. Основная, западная Южно-Верхоянская ветвь состоит из упоминавшегося краевого чешуйчато-надвигового Сетте-Дабанского поднятия с выходом на поверхность верхнепротерозойских и палеозойских отложений и находящегося в его тылу синклинория, отделенного разломами от Охотского массива. Севернее развитием надвигов характеризуется лишь фронтальная часть мегазоны, а основная ее часть построена более спокойно, с весьма протяженными (>100 км) и широкими (десятки километров) складками с небольшим преобладанием западной вергентности, а в Южном Верхоянье она сменяется, начиная с восточного склона Сетте-Дабана, восточной вергентностью.

Интенсивность фронтального надвигания варьирует по простиранию, достигая максимума в средней части, в районе его широтного поворота, против Вилюйской синеклизы, сопровождаясь левыми сдвигами. Здесь смещенной к западу оказывается и структура передового прогиба. В северной и южной частях надвигового фронта весь чехол сорван с кристаллического фундамента, а в средней части поверхность срыва проходит во внешних надвиговых пластинах в глинистой подошве триаса, перемещаясь восточнее на глинистый горизонт перми и затем на девонские эвапориты, с которыми связаны даже проявления диапиризма.

Осадочный чехол Верхоянья подразделяется на три комплекса, разделенные слабо выраженными несогласиями. Нижний отвечает рифею, средний – венду – нижнему карбону до турне или визе включительно, верхний – верхнему палеозою начиная с визе или намюра, триасу и юре. Два нижних комплекса сложены шельфовыми отложениями, среди которых значительное место занимают карбонаты. Образования среднего–позднего девона несут следы проявления значительной тектонической активизации в форме рифтинга и основного, со щелочным уклоном, магматизма с накоплением обломочных красноцветов и эвапоритов. Эта активизация была одновременной с аналогичными событиями в смежной Вилюйской синеклизе. Но преобладающая роль в сложении Верхоянья принадлежит верхнему, верхнепалеозойско-нижнемезозойскому комплексу, который так и называется верхоянским, отличается исключительно терригенным составом и достигает огромной, до 10–12 км, мощности. Этот комплекс образован за счет сноса с Сибирского континента и обнаруживает отчетливые фациальные изменения с запада на восток с замещением континентальных осадков паралическими, а затем морскими, все более глубоководными.

В восточной части рассматриваемой мегазоны обособляется отделенная разломом *Кулар-Нерская зона*, сложенная более глубоководными, в основном черносланцевыми сложно деформированными верхнепермско-нижнеюрскими образованиями. Еще восточнее, в крайней части Внешней мегазоны, простирается довольно узкая, но весьма примечательная *Иньяли-Дебинская зона.* Она сложена интенсивно дислоцированной вплоть до изоклинальной складчатости с преобладанием западной вергентности относительно глубоководной флишоидной толщей нижне- и среднеюрского возраста, вмещающей целую цепочку плутонов гранитоидов. Отложения этой зоны – осадки континентального

Рис. 5-36. Главные мезо-кайнозойские тектонические единицы Дальнего Востока России (по А.И.Ханчуку и др.)

1 – платформенная часть Северо-Азиатского (Сибирского – *В.Х.*) кратона – Охотский и Омолонский кратонные террейны; *2* – архейские и протерозойские гранитно-метаморфические комплексы кратона и кратонных террейнов; *3* – позднепалеозойские-раннемезозойские пассивные континентальные окраины Северо-Азиатского кратона и Чукотского террейна; *5–8* – турбидитовые и сланцевые террейны осадочных бассейнов трансформных границ континентальных литосферных плит: *5* – юрские, *6* – раннемеловые, *7* – палеоцен–эоценовые, *8* – неогеновые; *9–12* – террейны аккреционных призм субдукционных границ континентальных литосферных плит: *9* – палеозойские, *10*– юрские и раннемеловые, *11* – позднемеловые, *12* – олигоцен-миоценовые; *13–15* – островодужные комплексы (аккреционные призмы и вулканические дуги нерасчлененные): *13* – юрские и меловые, *14* – позднемеловые, *15* – палеогеновые; *16* – мезо-кайнозойские осадочные впадины; *17, 18* – синсдвиговые гранитоиды трансформных границ литосферных плит и микроплит: *17* – юрские, *18* – раннемеловые (частично включая начало позднего мела); *19* – мезо-кайнозойские субдукционные вулкано-плутонические пояса; *20* – мезо-кайнозойские вулкано-плутонические пояса трансформых континентальных окраин (калифорнийского типа); *21* – сдвиги и надвиги; *22* – комплексы метаморфических ядер (кордильерского типа); *23* – дунит-клинопироксенитовые зональные массивы. *Террейны:* АЛ – Алазейский, ЖУ – Журавлевский, ИД – Иньяли-Дебинский, КН – Кулар-Нерский, ОМ – Омолонский, ОХ – Охотский, СМ – Самаркинский, СР – Сергеевский, УК – Укэлаятский, УЛ – Ульбинский, ЧУ – Чукотский. *Вулкано-плутонические пояса:* ВСА –Восточно-Сихотэ-Алинский; КК – Курило-Камчатский; ОЧ – Охотско-Чукотский; У – Удский; ЦК – Центрально-Камчатский

склона и подножья, а некоторые другие признаки – выходы ультрамафитов и мафитов, рассматриваемых как офиолиты, магнитные аномалии – указывают на ее заложение на коре переходного или скорее даже океанского типа. На севере Иньяли-Дебинская зона поворачивает к востоку, подобно всей Внешней мегазоне, вдоль хр. Полоусного, и с ней вместе цепочка гранитных плутонов, основная масса которых имеет позднеюрский возраст.

Иньяли-Дебинская зона надвинута к западу на Кулар-Нерскую зону, а на нее, в свою очередь, надвинуты аллохтонные фрагменты карбонатной платформы ордовикско-девонского возраста, составляющие Тасхаяхтахскую зону. Ее первичную природу можно рассматривать в качестве чехла краевого блока континентальной коры, отделенного от Сибирского континента скорее всего в процессе девонского рифтинга.

Внутренняя мегазона Верхояно-Колымской системы как бы вписана в выпуклую к северо-западу дугу Внешней мегазоны. Центральное место в весьма гетерогенной структуре Внутренней мегазоны занимает *Колымо-Омолонский массив* раннедокембрийской континентальной коры, долгое время выступавший как микроконтинент в пределах Пацифика. Массив состоит из двух блоков – Омолонского и Приколымского (Юкагирского), довольно различного строения, что заставляет рассматривать их как самостоятельные террейны, а совокупность – как супертеррейн. В фундаменте Омолонского массива выступают гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, граниты, мигматиты, метаморфизованные в гранулитовой или амфиболитовой фации. Их возраст достигает 3,4 млрд лет, т.е. является заведомо архейским, даже раннеархейским. В фундаменте Приколымского поднятия преобладают метаморфиты и ультрамафиты и кристаллические сланцы первично осадочного происхождения, а возраст их определен в 2,14 млрд лет, т.е. относится к раннему протерозою. Чехол обоих блоков начинается с рифейских отложений и включает палеозой и мезозой в шельфовых карбонатно-терригенных (палеозой) и терригенных (мезозой) фациях. Наиболее примечательны кислая субаэральная вулканическая формация девона Омолонского массива и грубообломочная – Приколымского массива, залегающие несогласно на подстилающих образованиях. Разрез чехла заканчивается юрой на Омолонском массиве, но включает мел и кайнозой молассового типа на Приколымском массиве. Все эти отложения деформированы в общем слабо, относительно сильнее на Приколымском массиве.

Между Колымо-Омолонским супертеррейном и краем Сибирского континента, представленным Тасхаяхтахской зоной, протягивается еще несколько зон разной природы и возраста. Пограничной с Тасхаяхтахской зоной и имеющей, очевидно, значение сутуры является приуроченная к осевой полосе хребта Черского офиолитовая зона (Мома-Селенняхская). Офиолиты датированы радиометрически в 430–370 млн лет, но поскольку их олистолиты присутствуют в отложениях среднего ордовика, истинный возраст не может быть более поздним, а датировки указывают уже на возраст первичного метаморфизма. К тому же уже на краю Тасхаяхтахской зоны намечается переход от шельфовых к склоновым, турбидитовым фациям ордовика, сходный с наблюдаемым в Северо-Американских Кордильерах, и все это может указывать на отделение к тому времени Колымо-Омолонского микроконтинента от Сибирского континента, если только не приписывать этому микроконтиненту более далекое, экзотическое происхождение.

На офиолитовую Момо-Селенняхскую зону наложена позднеюрская, оксфорд-кимериджская вулканическая дуга, возникшая над зоной субдукции, по одним представлениям, наклоненной под нее с запада, а по другим – с востока. В тылу этой дуги (если принять первую трактовку) в поздней юре и раннем мелу возник Момо-Зырянский грабен-прогиб, который в поздней юре заполнялся относительно глубоководными кремнистыми осадками и осовными вулканитами, в титоне флишоидной толщей, на границе с мелом испытал инверсию с образованием центрального Илиньтасского поднятия, а в раннем мелу по обе его стороны отлагалась угленосная моласса, затронутая уже лишь слабыми деформациями и несогласно перекрытая почти горизонтальным верхним мелом.

Момо-Зырянский прогиб на юго-востоке непосредственно примыкает к Колымо-Омолонскому массиву. А северо-западнее и северо-восточнее последнего простирается широкая и сложнопостроенная *Алазейско-Олойская вулканическая дуга.* В основании этой дуги выступают среднепалеозойские офиолиты, а остальной палеозойский разрез начиная с девона сложен осадочно-вулканическими образованиями, с резким несогласием перекрытыми терригенным верхним триасом – средней юрой, так же испытавшими интенсивные деформации. Предполагается, что северная часть зоны представляла вулканическую дугу, а южная – задуговой бассейн. Верхняя юра и нижний мел выполняют наложенные впадины и представлены вулканогенной молассой.

Алазейско-Олойская зона на северо-востоке граничит по крупному разлому с Южно-Анюйской зоной Новосибирско-Чукотской системы, а на юго-востоке уходит под Охотско-Чукотский меловой вулкано-плутонический пояс.

В бате началось сближение Колымо-Омолонского микроконтинента с краем Сибирского континента (Лавразии), сопровождавшееся становлением Уяндино-Ясаченской вулканической дуги и Момо-Зырянского

задугового бассейна. Оно закончилось полной коллизией в конце юры, следствием которой явились образование карбонатных аллохтонов Тасхаяхтахской зоны и обдукция офиолитов поверх этих покровов. В дальнейшем процесс деформаций распространился на Внешнюю мегазону и Предверхоянский прогиб, закончившись здесь лишь в позднем мелу.

5.8.1.2. Новосибирско-Чукотская покровно-складчатая система

Эта система на западе имеет субмеридиональное (северо-северо-восточное) простирание и охватывает значительную часть архипелага Новосибирских о-вов. На юге, достигнув материка, она приобретает восточно-юго-восточное простирание и с ним протягивается до Чукотского п-ова. Она подстилает также южную часть Восточно-Сибирского и Чукотского морей с о-вом Врангеля. На юге система граничит по разлому с Олойской зоной, носящей переходный к Колымо-Омолонскому массиву характер, а на севере – с Гиперборейской платформой, чехол которой обнажен в архипелаге Де Лонга.

Новосибирско-Чукотская система отчетливо подразделяется на две мегазоны. *Северо-Восточная мегазона* охватывает восточную часть Новосибирского архипелага, прибрежную полосу от устья р.Колымы до Берингова пролива и акваторию Восточно-Сибирского и Чукотского морей с о-вом Врангеля. Она представляет собой деформированную в предпозднеюрское время и повторно в середине раннего мела пассивную окраину Гиперборейской платформы. Метаморфический фундамент выступает на о-ве Врангеля, где верхний предел его возраста определяется второй половиной позднего рифея и вендом по гранитоидам и кислым вулканитам – 700 и 633 млн лет, т.е. является либо гренвильским, либо байкальским. Другой, более крупный выход фундамента расположен на востоке Чукотки; он образует единый массив с п-овом Сьюард на другой стороне Берингова пролива. Здесь фундамент участвует в строении гранито-гнейсовых куполов среднемелового возраста, облекаемых ордовикскими и более молодыми отложениями. Первичный возраст метаморфитов скорее всего тот же, что и на о-ве Врангеля. На п-ове Сьюард получены датировки в 676±15 и 681±3 млн лет. Палеозойский разрез рассматриваемой мегазоны до карбона включительно представлен мелководно-морскими карбонатно-терригенными отложениями. На общем фоне в северо-восточной части Новосибирского архипелага (о-в Котельный) выделяется рифтогенный среднедевонско-раннекаменноугольный прогиб, заполненный мощными (до 7 км) терригенными осадками с участием базальтов. Степень дислоцированности отложений возрастает к юго-востоку. Начиная с перми и особенно в триасе – нижней юре уже господствуют морские терригенные, отчасти флишоидные отложения, лежащие с некоторым несогласием на палеозое и интенсивно деформированные перед поздней юрой. Верхняя юра и низы мела выполняют на побережье наложенные впадины, а отложения этого возраста носят характер нижней молассы. В Новосибирском архипелаге основные деформации произошли уже после неокома; эта эпоха деформаций была заключительной и для данной мегазоны в целом, сопровождаясь внедрением гранитоидов. В поздней юре пассивная окраина Гиперборei превратилась в активную, о чем свидетельствует образование вдоль ее южного края Нутесынской вулканической дуги, связанное с субдукцией океанской коры Южно-Анюйского бассейна.

Южно-Анюйская мегазона отвечает океанской части Новосибирско-Чукотской системы, которую именуют в палеотектоническом плане Южно-Анюйским океаном, фактически представлявшем апофиз Палеопацифика. О такой природе мегазоны свидетельствуют офиолиты, датированные на о-ве Большом Ляховском концом перми, а в Южно-Анюйской зоне – на материке, где они перекрыты обломочными отложениями оксфорда–кимериджа (но здесь же присутствуют блоки пород нижнего карбона и верхнего триаса). Офиолиты прослеживаются до Восточной Чукотки. На всех этих образованиях несогласно залегает терригенный флиш берриаса-валанжина, а также, уже резко несогласно, паралическая моласса готерива. Деформации в Южно-Анюйской зоне продолжались до апта включительно, и вся она характеризуется весьма напряженной складчато-надвиговой южно-вергентной тектоникой.

5.8.2. Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс

Этот пояс представляет самостоятельную и крупную структурную единицу северо-востока Азии. Он простирается на 3000 км от западного Приохотья до Чукотского п-ова, сначала широтно, а затем в северо-восточном направлении и снова широтно, пересекая Берингов пролив и продолжаясь на Аляске. Он составляет одно из звеньев Круготихоокеанского кольца позднемезозойских вулкано-плутонических поясов – свидетелей широкомасштабной субдукции тихоокеанской литосферы под окружающие материки, совпадающей с прогрессирующим распадом Пангеи и новообразованием расчленивших ее океанов.

Охотско-Чукотский пояс достигает ширины в 400 км; он резко несогласно наложен на различные структурные элементы, включая древние Охотский и

Омолонский массивы. Формировался пояс с альба до сенона включительно и сложен весьма разнообразным набором вулканитов, в том числе туфов и игнимбритов. Во внутренней, обращенной к континенту, зоне пояса преобладают средние и кислые разности, во внешней, обращенной к океану, средние и основные. В пределах пояса наблюдается большое разнообразие вулкано-тектонических структур, но развиты также взбросы и надвиги в направлении континента.

5.8.3. Корякско-Камчатская позднемезозойско-кайнозойская складчатая область

Эта область расположена к востоку от Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса, его северного отрезка, и ее структуры простираются в общем северо-восточном направлении, ограничиваясь на юго-востоке впадиной Берингова моря. Область имеет исключительно сложное строение и в целом представляет коллаж террейнов различного происхождения и возраста, от континентальных и докембрийских до собственно океанских и новейших, причленявшихся к Азиатскому континенту начиная с конца раннего мела. По возрасту слагающих образований, заключительных деформаций и преобладанию субдукционного или обдукционного механизма аккреции область может быть разделена на три мегазоны.

Западная мегазона включает группу террейнов, в пределах которых присутствуют палеозойские и, возможно, докембрийские образования, а их аккреция к континенту завершилась к апту–альбу. Наиболее западным элементом этой мегазоны является *Удско-*, или *Кони-Мургальская вулканическая дуга,* непосредственно граничащая с Охотско-Чукотским поясом. Разрез дуги включает вулканогенно-обломочные образования от каменноугольных до неокомских мощностью в несколько километров. На п-ове Тайгонос породы метаморфизованы в амфиболитовой и глаукофановой фациях, слагая парный метаморфический пояс. На завершающей стадии развития в островодужные образования были внедрены плутоны габбро-гранитоидной формации с возрастом 115–75 млн лет. Отложения апта–альба, залегающие несогласно, представлены угленосной молассой.

В составе более восточной *Пенжинско-Анадырской зоны* присутствуют наиболее древние в области ордовикские и более молодые, до среднедевонских, офиолиты, вулканогенно-осадочные отложения от ордовикско-силурийских до нижнемеловых островодужного типа, частично метаморфизованные в зеленосланцевой или глаукофановой фациях. Покровно-чешуйчатая структура зоны отличается исключительной сложностью. На востоке эта зона тектонически контактирует со следующей, *Таловской*, в составе которой развиты известняки и туфо-терригенные отложения девона–триаса, терригенный флиш верхней юры – нижнего мела, офиолиты. Структура не менее сложная, чем у предыдущей зоны; на ней несогласно залегает верхний альб. Наиболее восточным элементом Западной мегазоны является *Майницкая зона*, в которой наряду с палеозойскими офиолитами и позднетриасовыми–раннеюрскими островодужными образованиями преимущественно развиты среднеюрские офиолиты и залегающие на них кремнисто-туфогенно-терригенные с участием базальтов отложения; знаменательно появление в них тетической фауны, в отличие от более восточных зон с фауной бореального типа и ангарской флорой. Весь этот комплекс несогласно перекрыт мощной толщей флишевых и более грубокластических пород альба – верхнего мела окраинноморского типа; она знаменует собой переход к следующей к востоку Центральной мегазоне, на которую Майницкая зона надвинута.

Центральная мегазона характеризуется преобладанием в составе отложений слагающих ее террейнов мощных терригенных образований верхнеюрского и мелового, местами вплоть до палеоценового возраста, в нижней части флишевых или флишоидных, в сеноне–палеоцене более мелководных, частично даже континентальных. Широко развиты здесь и офиолиты, в основном позднепалеозойские–раннемезозойские, но есть и более молодые, от позднеюрских до позднемеловых, в составе которых присутствуют радиоляриты с тетическими формами. Покровное строение данной мегазоны проявлено наиболее очевидно; имеются тектонические окна и покровные синформы, смятые в лежачие складки (рис.5-37). Особое место в этой мегазоне занимает ее наиболее внешняя, пограничная со следующей мегазоной *Укэлаятская зона,* протягивающаяся на юго-запад в пределы Западной Камчатки, а на северо-востоке достигающая побережья Берингова моря. Она сложена мощной, до 7–8 км, толщей сантон-палеоценового флиша, отложенной вдоль континентального склона и подножья окраинного моря. Зона отличается напряженной складчато-надвиговой структурой. Основные деформации мегазоны произошли в эоцене, но местами наблюдается несогласие в основании верхнего маастрихта.

Непосредственно на Укэлаятскую зону полого надвинуты по крупному Вывенкскому надвигу образования *Восточной мегазоны*, обладающей, таким образом, вергентностью, противоположной вергентности двух предыдущих мегазон. В составе данной мегазоны выделяются две зоны: *Олюторская*, непосредственно граничащая с Укэлаятской и продолжающаяся в Центральную Камчатку, и *Ветловская*, занимающая Олютор-

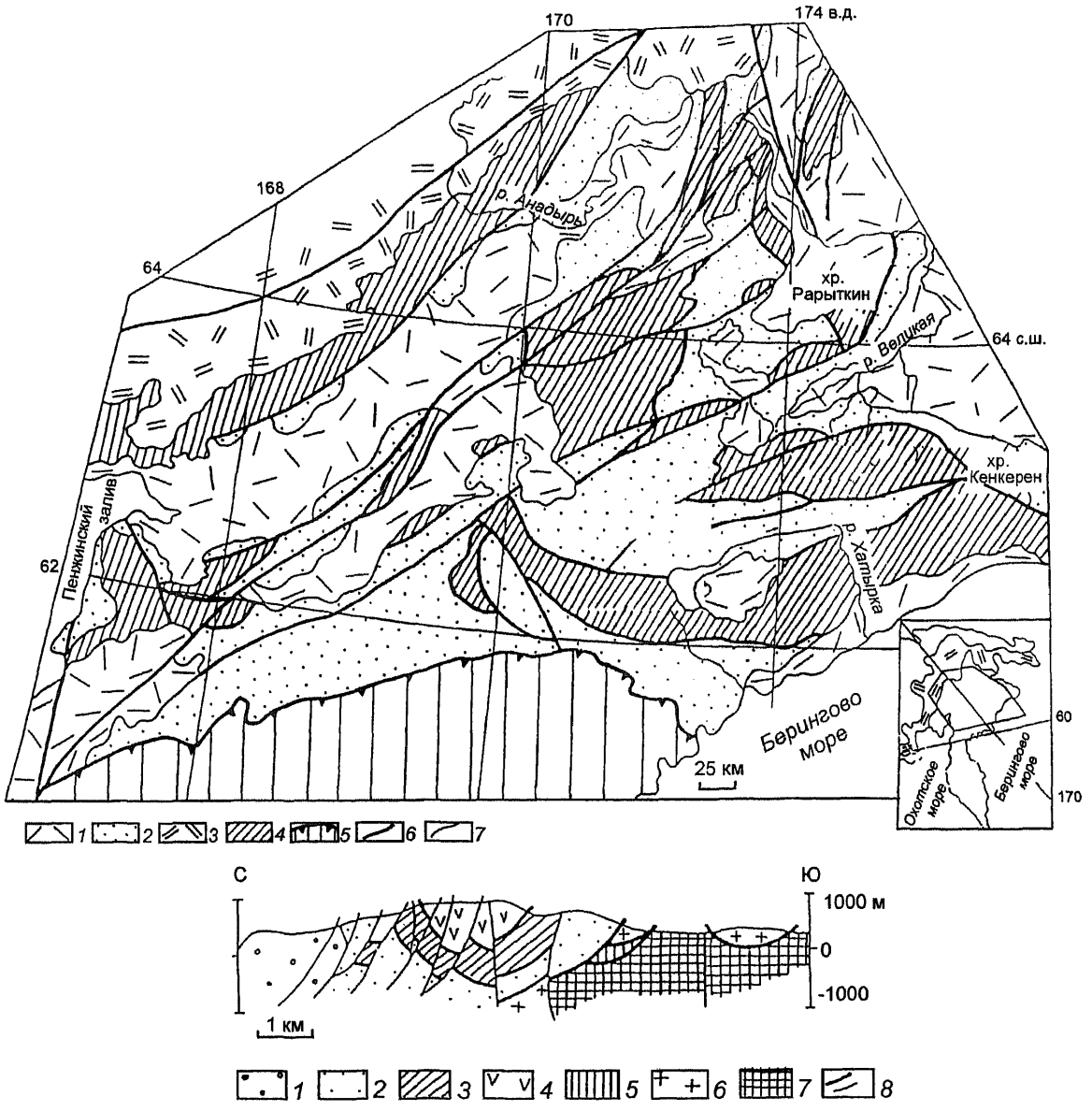


Рис. 5-37. Схематическая карта аллохтонных террейнов Анадырско-Корякской аккреционной области и схематический меридиональный профиль через хр. Кенкерен (по Н.И.Филатовой и В.С.Вишневской)

На карте: *1* – неоавтохтон (KZ); *2, 3* – промежуточные неоавтохтонные образования (K_1al–K_2sn): *2* – терригенные породы, *3* – вулканические породы (Охотско-Чукотский вулканический пояс); *4* – аллохтонные формации от триасового до неокомского возраста (включая также различные палеозойские формации); *5* – тектонические покровы Олюторской зоны; *6* – надвиги, сдвиги и сбросы; *7* – стратиграфические контакты; *8* – . *На профиле*: *1* – альб-сенонские терригенные прогибы (промежуточный неоавтохтон); *2* – среднеюрско-нижнемеловая терригенно-вулканогенная островодужная формация; *3* – средне- и верхнетриасовая кремнисто-карбонатно-терригенная окраинно-морская формация; *4* – средне- и верхнетриасовая вулканогенная островодужная формация; *5* – палеозойские окраинно-морские комплексы; *6* – тоналит-плагиогранитный комплекс; *7* – базит-гипербазитовый комплекс; *8* – среднемеловые тектонические покровы (жирные линии), позднемеловые раннекайнозойские чешуйчато-надвиговые дислокации (тонкие линии)

ский хребет и восточное побережье Камчатки. Разрез Олюторской зоны слагают две толщи – вулканогенно-кремнистая альба–кампана и вулканогенно-осадочная островодужного типа маастрихта–палеоцена. Интересной деталью строения зоны являются расслоенные плутоны мафитов–ультрамафитов. Ветлянская зона сложена среднеэоцен-нижнеолигоценовым флишем с олистостромами и блоками пород океанской коры маастрихт-палеоценового возраста.

После завершения коллизионных процессов отдельные участки Восточной и Центральной мегазон Корякии начали испытывать опускания с образованием на-

ложенных молассовых впадин. Наиболее крупной из них является *Нижнеанадырская впадина*, открывающаяся в одноименный залив Берингова моря и наложенная на погружение Центральной мегазоны. Начало ее формирования относится к концу эоцена. Выполнена она в основном олигоцен-миоценовой молассой, в нижней части прибрежно-морской, в верхней – континентальной, мощностью до 3,5 км, слагающей куполовидные и брахиморфные складки. Мощность отложений и участие в них морских фаций возрастают в акватории Анадырского залива (см. ниже).

Две другие впадины в пределах той же мегазоны – *Беринговская и Нижне-Хатырская*, расположены на северо-западной периферии Алеутской впадины Берингова моря (см.ниже). Мощность моласс, опять же морских и тонких в нижней части, континентальных и более грубых в верхней, возрастает до 10 км, а напряженность складчатости убывает от бортов в направлении акватории. Наложенные молассовые впадины известны и в Восточной мегазоне Корякии; их полоса протягивается от Пенжинской губы к среднему течению р. Анадырь, а возраст выполняющих отложений плиоцен-четвертичный.

Как уже указывалось выше, юго-восточные зоны Корякского нагорья протягиваются в пределы п-ова Камчатка. Так, Укэлаятский верхнемеловой (и палеоценовый) флишевый прогиб продолжается в северо-западную Камчатку, а затем, скрываясь на некотором протяжении под водами Охотского моря, появляется вновь на юго-западе полуострова. Здесь из под него обнажается островодужная вулканогенная формация альба и кремнисто-вулканогенная формация нижнего мела – верхней юры. Эти образования тектонически контактируют с более древними метаморфитами и гранитоидами, выступающими в Срединном хребте. Эти образования формируют гранито-гнейсовые купола и в них выделяется два комплекса. Нижний метаморфизован в амфиболитовой с реликтами гранулитовой фации и сложен кристаллическими сланцами, гнейсами, мигматитами, плагиогранитами; для него были получены среднепротерозойские радиометрические датировки, но более поздние определения указывают на ранний палеозой. Верхний комплекс образован обломочно-глинистыми породами и, подчиненно, основными вулканитами, зонально метаморфизованными от амфиболитовой до зеленосланцевой фации; в нем обнаружены палеозойские (девон, пермь) споры. Метаморфиты выступают и юго-восточнее, по другую сторону Центрального грабена Камчатки, в Ганальском хребте, но их состав существенно отличается и это может относиться и к возрасту. Верхний комплекс этого выступа, отличающийся меланократовым составом и метаморфизованный в амфиболитовой-зеленосланцевой фации, может представлять продукт метаморфизма позднемезозойской офиолитовой формации. Нижний комплекс, слагающий ядра гранито-гнейсовых куполов и метаморфизованный до гранулитовой фации, вероятно относится к палеозою.

Почти на всем протяжении полуострова прослеживается зона пологого надвига-шарьяжа на Западно-Камчатскую мегазону продолжения Восточной мегазоны Корякии – надвига, известного в Корякии как Вывенкский, а на Камчатке как Ватынско-Лесновский; его амплитуда может достигать 150 км. На юге полуострова надвиг Восточно-Камчатской мегазоны на Западно-Камчатскую проходит вдоль контакта образований первой мегазоны с метаморфитами Срединного и Ганальского хребтов. Возраст надвига определяется как предсреднеэоценовый. В составе отложений Восточно-Камчатской зоны, как и эквивалентной ей в Корякии Олюторской, присутствуют вулканогенно-кремнистая океанского типа формация верхнего альба – нижнего кампана и вулканогенно-осадочная островодужная верхнего кампана-маастрихта. Сходные образования, в сопровождении фрагментов офиолитового комплекса, явно более древнего, обнажаются и на восточных п-овах Камчатки, но, по мнению М.Н.Шапиро, принадлежат уже другой вулканической дуге. Они надстраиваются палеогеновыми вулканитами, а их деформации относятся уже к миоцену. Эта зона отделена от собственно Восточно-Камчатской надвигами восточной вергентности, хорошо выраженными в районе хр.Кумроч. Зона восточных полуостровов непосредственно сопряжена с северной частью Курило-Камчатского глубоководного желоба (см. ниже), а к самому северному из полуостровов – п-ову Камчатского мыса, с востока подходит окончание Командорско-Алеутской дуги, сопровождающих ее с обеих сторон сдвигов и, с юга, Алеутского желоба, который как раз против п-ова Камчатского мыса сочленяется с Курило-Камчатским. Американские исследователи отмечают сходство строения п-ова Камчатского мыса с Командорско-Алеутской дугой и рассматривают его как продукт коллизии Алеутской дуги с краем Евразии, представленным Камчаткой. По палеомагнитным данным, коллизия должна была начаться в олигоцене. С ней, очевидно, было связано отмирание северного продолжения Курило-Камчатского желоба вдоль Камчатки и северное ограничение Восточно-Камчатского вулканического пояса.

На восточную часть Западно-Камчатской мегазоны и смежную часть Восточно-Камчатской мегазоны наложен *Центрально-Камчатский вулканический пояс*, начавший свою деятельность в олигоцене и закончивший в раннем плейстоцене. Он сложен известково-щелочной серией вулканитов, дифференцированных от базальтов до риолитов с преобладанием андезитов, и включает субвулканические тела среднего и кислого

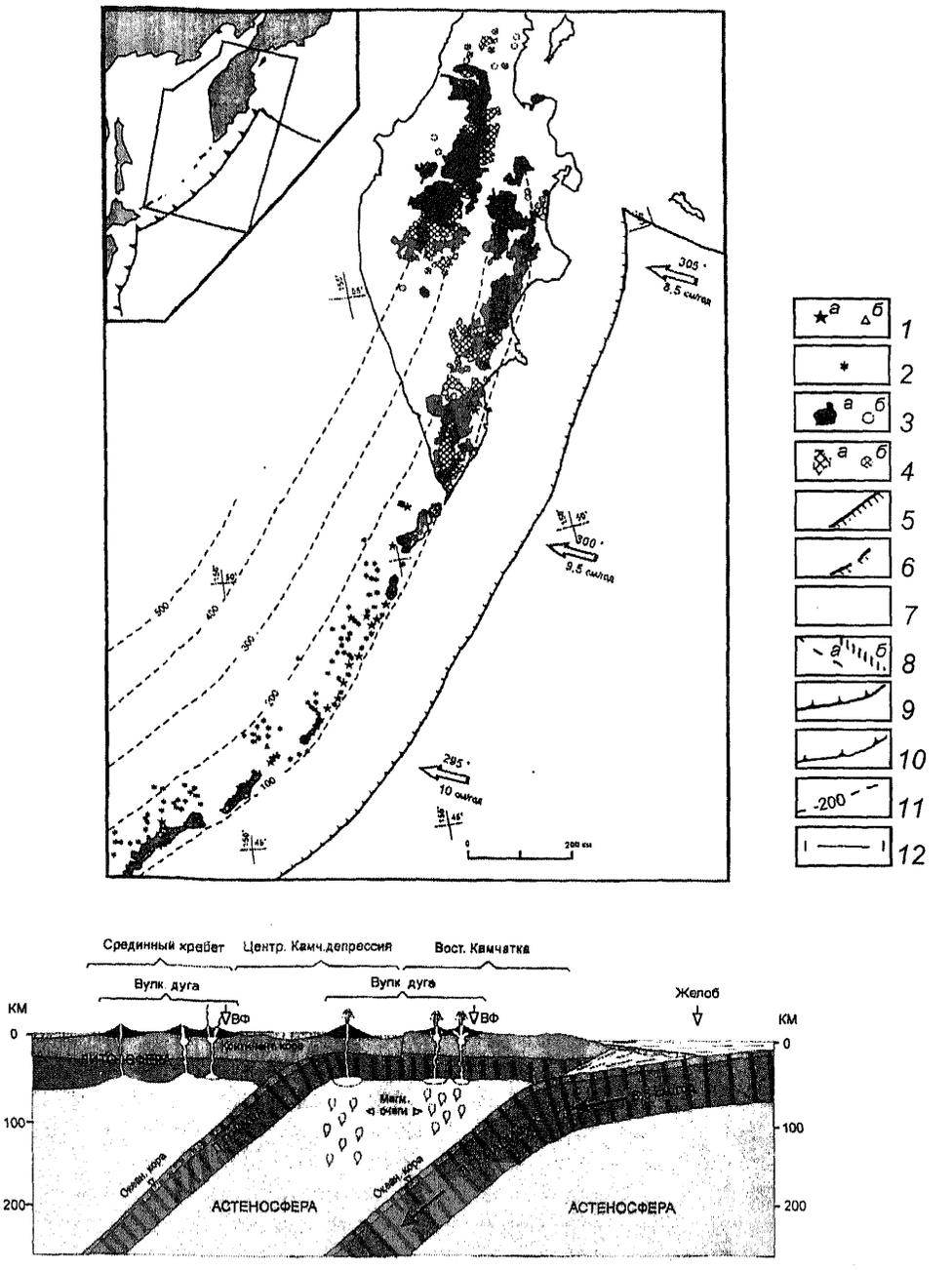


Рис. 5-38. Схема пространственного положения неоген-четвертичных вулканических формаций Курило-Камчатской островодужной системы (по Г.П.Авдейко и О.Н.Волынцу)

1 – субаэральные вулканы: *а* – активные, *б* – потухшие; *2* – подводные вулканы; *3*: *а* – площади распространения вулканогенных формаций четвертичного и плиоцен-четвертичного возраста, *б* – то же, вне масштаба; *5* – вулканическая дуга Восточной Камчатки и ее вулканический фронт; *6* – миоцен-плиоценовые вулканические дуги и их вулканический фронт; *7* – современная Курило-Камчатская вулканическая дуга в зоне наложения ее на систему миоцен-плиоценовых вулканических дуг; *8* – разломы: *а* – предполагаемые трансформные, *б* – маркируемые гравиметрическими ступенями на их продолжении; *9* – оси современных глубоководных желобов; 10 – предполагаемое положение глубоководного желоба, сопряженного с миоцен-плиоценовой вулканической дугой Срединного хребта Камчатки; *11* – изолинии глубины до поверхности поддвигаемой Тихоокеанской плиты (сейсмофокальной зоны); *12* – гипотетический разрез, показывающий глубинное строение вулканических дуг Срединного хребта и Восточной Камчатки

состава. Другой вулканический пояс – *Восточно-Камчатский*, простирается вдоль восточного побережья Камчатки к югу от широты п-ова Камчатского мыса и до южной его оконечности (рис.5-38). К нему приурочены все ныне действующие стратовулканы Камчатки и крупные вулкано-тектонические структуры – каль-

деры и др. Вулканизм здесь начался в позднем миоцене, одновременно с оформлением Курило-Камчатского желоба и соответствующей зоны субдукции в ее современном виде.

На западном побережье Камчатки накопление моласс началось в палеогене. Нижняя моласса, в основном морская, частично континентальная, угленосная в основании, имеет палеоген-нижнемиоценовый возраст. На ней несогласно залегает верхнемиоценовоплиоценовая континентальная и вулканогенная моласса; ее вулканические элементы связаны с активностью Центрально-Камчатского пояса. Отложения, выполняющие молассовый прогиб юго-западной Камчатки, вплоть до самых молодых слоев смяты в складки, продолжающиеся на шельфе. На северо-восточную часть Камчатки наложен другой молассовый прогиб, возникший позднее, в позднем эоцене – олигоцене и к середине миоцена заполненный терригенной флишоидной толщей мощностью до 8 км, надстроенной 1,5-километровой вулканогенной молассой среднего миоцена – плиоцена. На южную часть этого прогиба, в свою очередь, наложен молодой, плиоцен-четвертичный Центрально-Камчатский рифтовый грабен с амплитудой до 2,5 км, замыкающийся на юге, где он разделяет Срединный и Ганальский хребты, и расширяющийся до 70 км на севере.

5.8.4. Впадина Берингова моря и Командорско-Алеутская островная дуга

Акватория Берингова моря занимает самую северную часть Тихого океана, отгороженную от основной, открытой части последнего Командорско-Алеутской дугой, возникшей в начале кайнозоя. От Северного Ледовитого океана она отделена порогом Берингова пролива, соединяющим Чукотский и Сьюардский древние массивы и затопленным морем лишь в очень недавнее геологическое время. Со стороны Камчатки и южной Корякии глубоководная часть Берингова моря окаймляется лишь весьма узким шельфом, в то время как вдоль Чукотки и Аляски шельф занимает значительную площадь, что позволило назвать его «плитой Дежнёва». Этот шельф покрыт мощным, местами более 10 км, осадочным чехлом, утоняющимся на поднятиях, отвечающих погружениям антиклинорных структур Корякии – поднятие Наварин, и Аляски – поднятие Гудньюс, или представляющих самостоятельные изометричные структуры – поднятия Св.Лаврентия и Нунивак с одноименными островами. Поднятия разделены впадинами – Анадырской и Наварин с западной стороны, Нортон, Бетел, Бристоль – с восточной. Их заполнение началось в конце мела и палеогене с накопления континентальных отложений и продолжалось накоплением морских осадков. Вдоль границы северо-восточного шельфа и глубоководной Алеутской котловины через о-ва Прибылова простирается офиолитовый пояс, соединяющий офиолитовые пояса Корякии и Аляски. Он отвечает меловой внешней, невулканической дуге, в тылу которой располагаются преддуговые прогибы Наварин и Св.Георгия с мощностью осадков более 10 км. Эти прогибы отделяют дугу о-вов Прибылова от восточного продолжения Охотско-Чукотского вулканического пояса. Перед фронтом дуги Прибылова протягивается засыпанный осадками глубоководный желоб, связанный с функционировавшей до начала кайнозоя, т.е. до образования Алеутской дуги, зоной субдукции. Аналогичные «ископаемые» глубоководные желоба, развивавшиеся и в палеогене, известны вдоль северной Камчатки и южной Корякии.

Глубоководная часть Берингова моря подводными хребтами Ширшова и Бауэрса подразделяется на три котловины, глубина которых достигает 3,7–4,0 км; все они подстилаются корой океанского типа. Наиболее крупная из них – *Алеутская котловина*, занимающая восточную половину глубоководной акватории. Мощность осадков составляет 4 км в центральной части котловины, увеличиваясь к ее бортам. В пределах котловины выявлена система линейных магнитных аномалий меридионального простирания, первоначально датированных как М13 (берриас–валанжин) на востоке до М1 (баррем) на западе близ хр. Ширшова. Это дало основание полагать, что ложе Алеутской котловины представляет реликт литосферной плиты Кула, некогда занимавшей север Тихого океана, но затем в своей большей части вместе со спрединговым хребтом, отделявшим ее от Тихоокеанской плиты, была поглощена в Алеутской зоне субдукции.

Произведенные впоследствии более детальные работы показали, что магнитное поле Алеутской котловины устроено более сложно, и заставили усомниться в справедливости первоначальной идентификации аномалий. Кроме того, этими исследованиями выявлено существование поднятия Витус северо-восточного простирания, пересекающего систему ранее установленных меридиональных магнитных аномалий. Эти данные привели А.К.Купера с сотрудниками к выводу, что хотя Алеутская котловина могла первоначально подстилаться докайнозойской корой плиты Кула, в эоцене она подверглась процессам растяжения, создавшим поднятие Витус и носившим задуговой характер по отношению к возникшей тогда же Алеутской дуге. Тогда же Алеутская котловина могла быть пересечена субширотными разломами, вероятно, продолжающими крупные Аляскинские сдвиги (рис.5-39).

Хребет Ширшова протягивается в меридиональном направлении на юг от Олюторского п-ова, отделяет

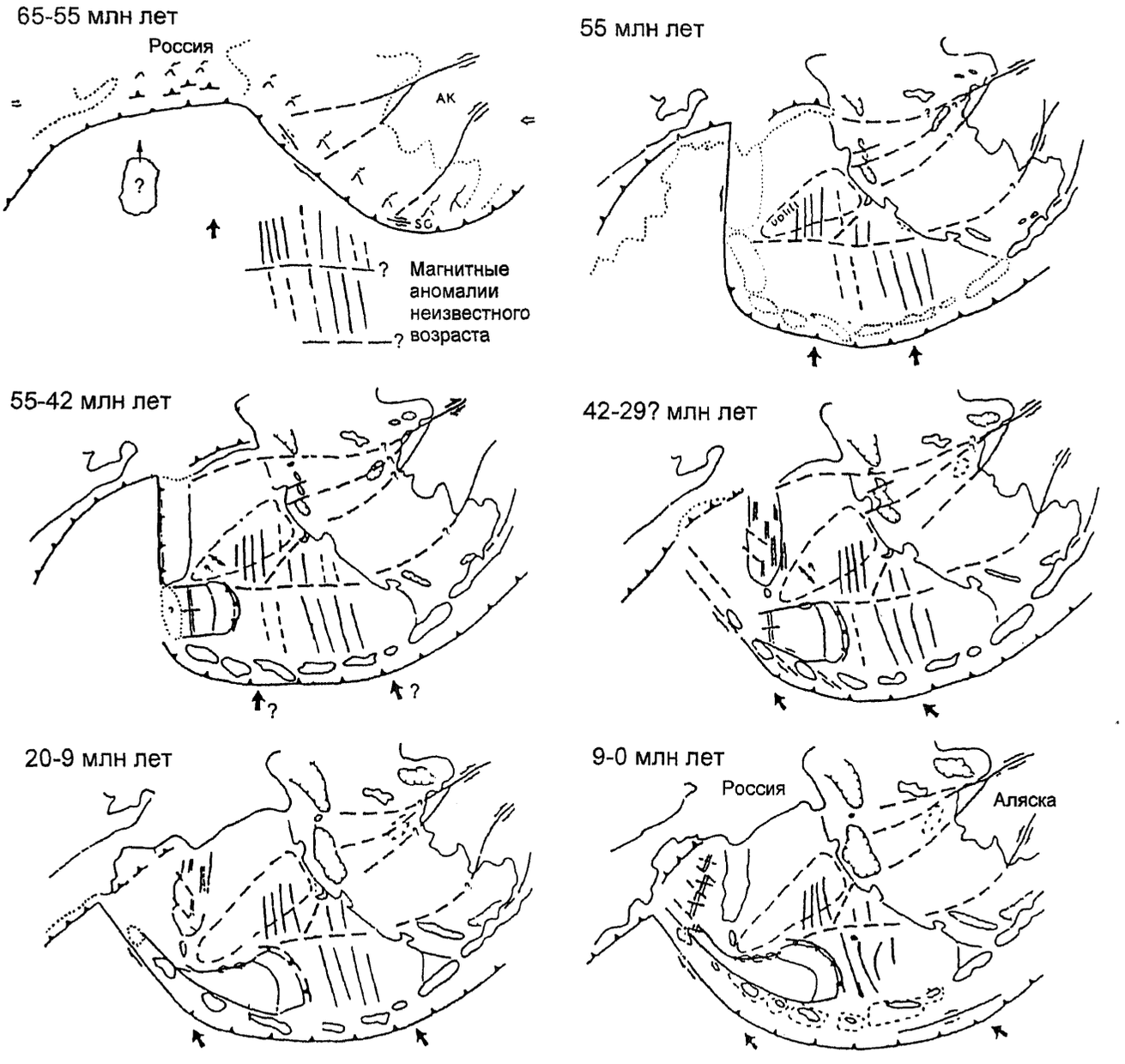


Рис. 5–39. Концептуальный сценарий эволюции Алеутско-Беринговоморского региона, включающий захват океанской коры и региональное кайнозойское растяжение (по А.Куперу и др.)

65–55 млн л. – смещение Аляски по сдвигу и приближение океанского плато; 55 млн л. – первоначальное становление прото-Алеутского хребта; продолжающееся разломообразование на Аляске, начальное растяжение, поднятие и разломы на своде Витус; 55–42 млн л. – задуговой спрединг во впадине Бауэрс, растяжение и задуговой спрединг вдоль свода Витус (заштрихованное поле); 42–29 млн л. – изменение направления смещения Северо-Тихоокеанской плиты, задуговой спрединг во впадине Бауэрс и, возможно, вдоль свода Витус, сбросы растяжения на хр. Ширшова; 20–9 млн л. – заполнение Алеутской впадины, слабое продолжающееся поднятие хр. Боуэрс; 9–0 млн л. – задуговой спрединг в Командорской впадине, продолжающиеся региональные деформации

Алеутскую котловину от *Командорской котловины*, примыкающей на западе к Камчатке, а на юге к одноименному архипелагу островов – западному окончанию Алеутской дуги. Происхождение хребта Ширшова, обращенного пологим склоном к Алеутской, а крутым – к Командорской котловине, не вполне очевидно, тем более что, судя по данным драгирования, его строение отличается от строения соседнего Олю-

торского п-ова. Возраст самой Командорской котловины, судя по весьма высокому тепловому потоку и данным бурения, скорее всего, раннемиоценовый, а анализ теплового поля, а также магнитного поля и сейсмическое профилирование позволили наметить здесь ось спрединга, протягивающуюся в северо-северо-восточном направлении, т.е. параллельно хребту Ширшова, и пересеченную трансформными разломами юго-восточного простирания и параллельными Командорскому сегменту Алеутской дуги. Мощность осадков в этой котловине вдвое меньше, чем в Алеутской, что также согласуется с ее молодостью.

К южному окончанию хр. Ширшова близко примыкает северо-западное окончание другого подводного хребта Берингова моря – *хр. Бауэрса*, образующего круто выпуклую к северо-востоку дугу и сопровождаемого с этой стороны засыпанным осадками желобом. Этот хребет отделяет от Алеутской котловины *котловину Бауэрса*, ограниченную на юго-западе западным сегментом Алеутской дуги. Мощность осадков несколько выше, чем в Командорской котловине, а тепловой поток несколько ниже, что может свидетельствовать о более раннем возрасте. По своему происхождению это, скорее всего, тыльнодуговой бассейн.

Командорско-Алеутская островная дуга, отделяющая Берингово море от Тихого океана, простирается от п-ова Камчатского мыса до п-ова Аляска на расстояние ~2000 км с общей выпуклостью к югу и на всем этом протяжении сопровождается глубоководным желобом. Заложение дуги относится к палеоцену, а ее активное развитие началось в эоцене. Об энсиматическом происхождении дуги свидетельствует состав ксенолитов, но в Командорском звене в верхнепалеогеновых конгломератах присутствует экзотическая галька сиалических пород. Состав вулканитов в общем изменяется от толеит-базальтового до известково-щелочного, но в деталях история развития дуги достаточно сложная и она складывалась по-разному в разных ее сегментах, разделенных поперечными разломами. Особенно отличается от других сегментов самый западный, Командорский сегмент, лишенный проявлений современного вулканизма. После изменения направления смещения Тихоокеанской плиты, наступившего в среднем эоцене, Командорское звено стало развиваться в условиях смещения по ограничивающим его с обеих сторон сдвигам, что, очевидно, и объясняет прекращение активного вулканизма.

Алеутский глубоководный желоб достигает глубины 7822 м. Его крутой приостровной склон несет следы обвалов и оползней и подстилается аккреционным клином, вскрытым на востоке скважинами глубоководного бурения. Плоское дно осевой части желоба шириной 10–12 км покрыто новейшими осадками мощностью около 1 км. Внешний склон, как обычно, более пологий; базальты второго слоя океанской коры перекрыты здесь маломощными абиссальными осадками неогена.

5.8.5. Охотоморская впадина и Курильская островная дуга

Акватория Охотского моря ограничена на северо-западе и севере краем Азиатского материка, на юго-западе – о-вом Сахалин, на северо-востоке п-овом Камчатка, на юго-востоке – Курильской островной дугой, отделяющей его от открытого океана (рис.5-40). Большая часть площади моря характеризуется небольшими глубинами и подстилается континентальной корой. Ее мощность уменьшается к югу от 32 до 20 км, а глубина возрастает до 2 км. Наиболее южная часть акватории занята *Южно-Охотской* (или Курильской) глубоководной котловиной, расположенной в тылу Курильской островной дуги. Глубина этой котловины достигает 3,3 км и она подстилается корой субокеанского или даже океанского типа.

Эпиконтинентальная часть Охотоморской впадины имеет довольно сложное блоковое строение, которое в основном сложилось в результате движений раннего палеогена преимущественно по разрывным нарушениям меридионального простирания – вдоль Сахалина и Камчатки, северо-восточного – вдоль северо-западной континентальной окраины, и северо-западного с переходом на широтное – в центральной части. При этом возраст затронутого этими нарушениями акустического фундамента определяется по данным драгирования как верхнемеловой–нижнепалеогеновый, но вполне возможно, что образования этого возраста – вулканиты, гранитоиды, зеленые сланцы, образуют лишь верхнюю часть консолидированной коры, ниже которой возможно присутствие более древних пород, до докембрийских включительно, по аналогии с Охотским массивом суши.

В центральной части акватории и глубины, и мощности осадочного чехла, и его стратиграфический объем минимальны, а поверхность акустического фундамента, соответственно, приподнята до отметок менее 1 км (рис.5-41). Напротив, по периферии этого свода простираются прогибы с существенно большей мощностью осадков. Северо-Охотская система прогибов протягивается от Удской губы к Пенжинской губе параллельно Охотско-Чукотскому вулканическому поясу и состоит из цепочки сдвигово-раздвиговых бассейнов. Рифтовая стадия их развития началась в позднем эоцене и продолжалась до миоцена, сменившись затем общим опусканием. Высказано предположение, что Северо-Охотская рифтовая система представляет продолжение Байкальской системы материка и, в свою

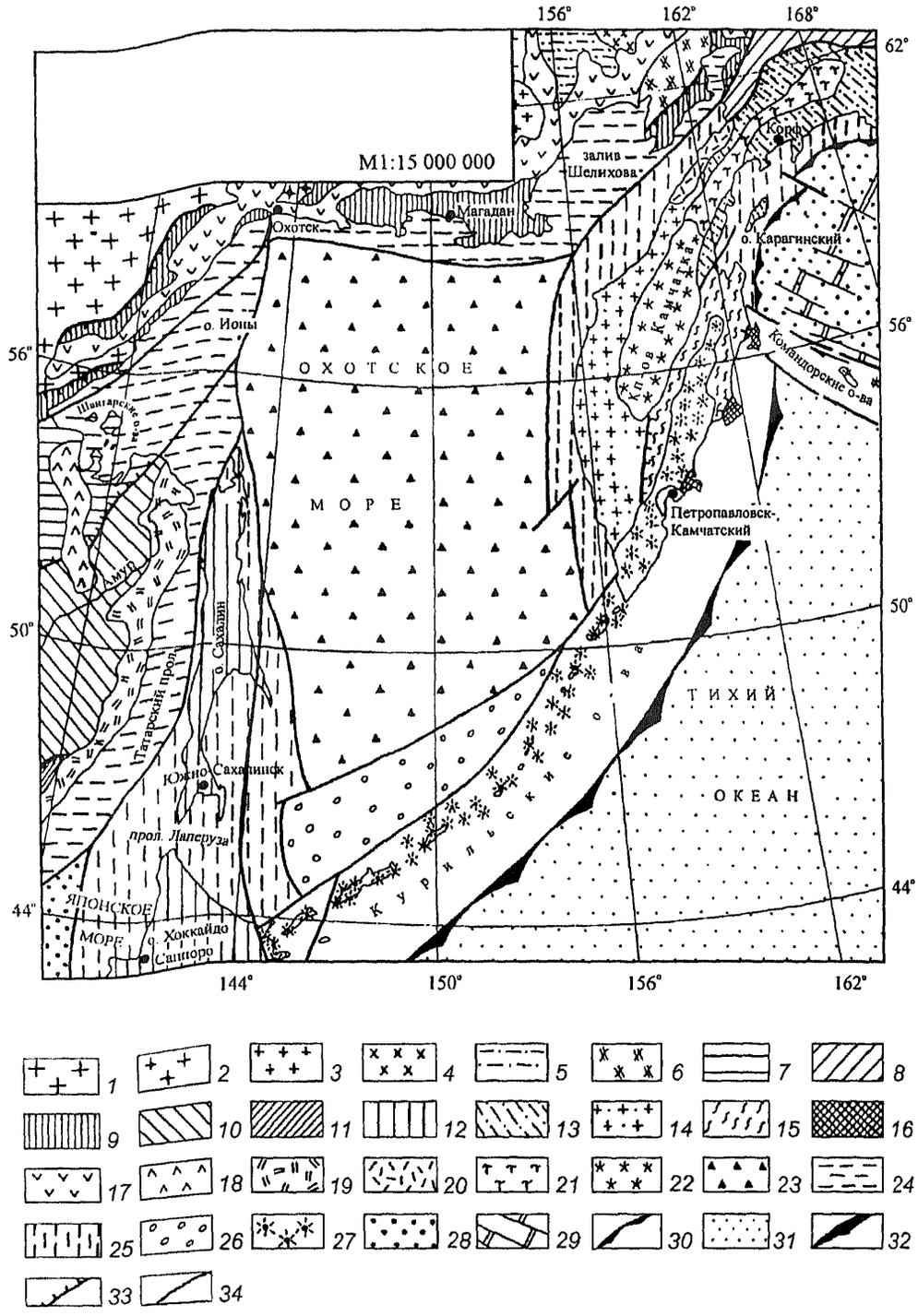


Рис. 5-40. Схема тектонического районирования Охотоморского региона (по Н.А.Богданову)

1–6 – Евразиатская литосферная плита: *1* – Сибирский кратон; *2* – Охотский массив (микроплита); *3* – Балыгычанский массив (микроплита); *4* – Омолонский массив (микроплита); *5* – Сучанский прогиб; *6* – Тайгоносско-Пареньский массив (микроплита); *7–16* – аккреционно-коллизионные области: *7* – Монголо-Охотская (Галамский сегмент), *8* – Северо-Корякская, *9* – Северо-Охотская, *10* – Сихотэ-Алинская, *11* – Приморская, *12* – Хоккайдо-Сахалинская, *13* – Южно-Корякская, *14* – Западно-Камчатская микроплита, *15* – Восточных хребтов, *16* – Восточных полуостровов; *17–22* – надсубдукционные вулкано-плутонические пояса: *17* – Охотско-Чукотский, *18* – Хингано-Охотский, *19* – Сихотэ-Алинский, *20* – Южно-Корякский, *21* – Анюйско-Вывенский, *22* – Западно-Камчатский; область Охотского моря: *23* – Охотоморская плита; *24* – шельф с докайнозойским фундаментом; *25* – шельф с раннекайнозойским фундаментом; *26* – Южно-Охотская глубоководная впадина; *27–29* – области Японского и Берингова морей: *27* – Курило-Камчатская и Командорская островные дуги, *28* – глубоководные котловины с океанической корой, *29* – предполагаемые зоны спрединга; *30* – зоны субдукции прошлого; Тихоокеанская литосферная плита: *31* – абиссальная область, *32* – зона субдукции осевой зоны Курило-Камчатского желоба; *33* – надвиги; *34* – структурные швы

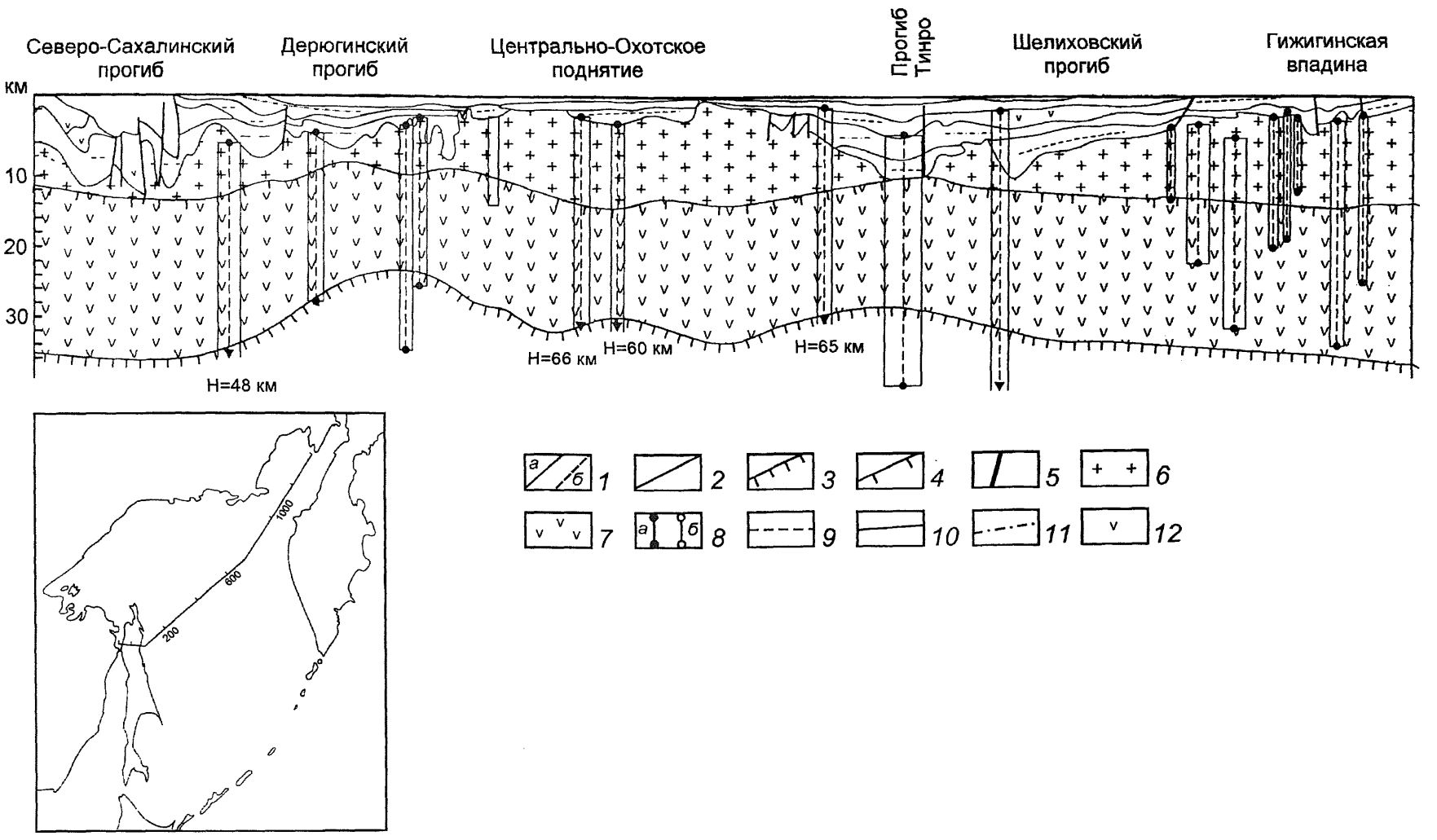


Рис. 5-41. Геотраверс Амурский лиман - п-ов Тайгонос (по В.В.Харахинову)

1 – сейсмические границы в осадочной толще: *а* – уверенные, *б* –неуверенные; *2* – поверхность консолидированного фундамента; *3* – поверхность Мохо; *4* – кровля «базальтового» слоя; *5* – разрывные нарушения; *6* – «гранитный» слой; *7* – «базальтовый» слой; *8* – проекции положения верхней и нижней кромок срезов магнитных тел: *а* – на линии геотраверса, *б* – в полосе 100 км вдоль линии траверса; *9–12* – состав осадочной толщи: *9* – наличие в разрезе песчаных пород, *10* – переслаивание в разрезе песчаных и глинистых пород, *11* – терригенно-кремнистые породы, *12* – наличие в разрезе вулканогенных пород

очередь, находит свое продолжение на Камчатском перешейке и в Корякии. С ней в северо-восточном углу акватории сочленяется впадина ТИНРО, являющаяся, по существу, западным крылом молассового прогиба юго-западной Камчатки.

В крайнем южном углу Охотоморской акватории располагается глубоководная *Южно-Охотская* (Курильская) *впадина*, зажатая между южным Сахалином, северным Хоккайдо и юго-западной частью Курильской дуги. Впадина ограничена разломами и выполнена мощными, до 7–8 км, осадками, очевидно неоген-четвертичного возраста. Их подстилает консолидированная кора, по мощности и сейсмическим характеристикам – океанского типа. Тепловой поток в 2–3 раза повышен против нормального. Все это свидетельствует о новообразовании и молодости этой впадины, но относительно ее происхождения все же существуют разные мнения. Большинство считает ее тыльнодуговой (по отношению к Курильской дуге), но есть и мнение, что она представляет отгороженную впадину типа Алеутской.

Северная половина о-ва Сахалина окаймляется со стороны Охотского моря довольно глубоким прогибом, к которому с востока примыкает *впадина Дерюгина* глубиной более 1,7 км с осадками мощностью до 4 км и корой переходного типа.

Акватория Охотского моря замыкается на юго-востоке *Курильской островной дугой,* протягивающейся на расстояние около 2000 км от южной оконечности Камчатки до о-ва Хоккайдо. На всем своем протяжении она сопряжена с Курило-Камчатским глубоководным желобом и подстилается сейсмофокальной зоной, прослеживающейся на глубину до 650 км. Курильская дуга двойная – она состоит из Большой Курильской гряды, расположенной дальше от океана и состоящей на всем протяжении из цепочки вулканических островов, и Малой Курильской гряды, выступающей над уровнем океана лишь на юге, а севернее выраженной лишь в подводном рельефе.

Малая гряда сложена в основном верхнемеловыми и нижнепалеогеновыми вулканогенно-обломочными породами подводного происхождения и андезито-базальтового состава с нарастающей к югу щелочностью. Примечательно присутствие обломков пород сиалического состава (граниты, гнейсы, кварциты и др.). Эти образования относительно слабо деформированы и перекрываются наземными лавами плиоцен-четвертичного возраста, но современный вулканизм на юге не проявлен.

Большая гряда с ее многочисленными (более 60) действующими вулканами сложена мощным комплексом олигоцен-четвертичных вулканогенно-осадочных образований. Состав вулканитов включает всю гамму – от базальтов до риолитов, при преобладании андезитов. На крайнем севере (о-в Парамушир) среди ксенолитов в лавах появляются граниты и гнейсы.

На юге Большую и Малую гряды, представляющие пологие складчато-блоковые поднятия, разделяет прогиб Курильского пролива, выполненный четырехкилометровой толщей молодых осадков и осложненный вдоль оси разломом.

Структуры Курильской дуги выходят на сушу в северо-восточной части о-ва Хоккайдо, в частности Малая гряда продолжается на п-ов Немуро. Зона Немуро сложена мелководными меловыми и третичными отложениями, которые предположительно подстилаются островодужными магматитами. Западнее она приходит в торцовое сочленение со структурами центрального Хоккайдо (зона Токоро, см. ниже) вдоль правого сдвига Абашир, образование которого связывается с возникновением Южно-Охотской впадины.

Курило-Камчатский глубоководный желоб простирается на 2300 км от района п-ова Камчатского мыса, где он стыкуется с Алеутским желобом, до Сангарского пролива между о-вами Хоккайдо и Хонсю, где он сочленяется с Японским желобом. Максимальная глубина желоба достигает 9717 м, ширина составляет 50–100 км. Профиль, как обычно для таких структур, асимметричный – более крутой, до 20–25°, на внутреннем склоне и более пологий – на внешнем. Мощность осадков на внутреннем склоне достигает 6–7 км, коры – 36 км; осадки дислоцированы, образуя в нижней части склона типичную аккреционную призму. Со стороны океана желоб сопровождается пологим *краевым валом Зенкевича.*

5.8.6. Покровно-складчатые системы Сихотэ-Алиня и Сахалина-Хоккайдо и Япономорская впадина

Эти структурные единицы образуют следующее к югу звено Тихоокеанской окраины Азии.

5.8.6.1. Сихотэ-Алинская система

Эта система расположена на материке, примыкая на западе к двум древним массивам с докембрийской континентальной корой – Буреинскому и Ханкайскому, и отделяясь рифтогенным прогибом Татарского пролива, а южнее – впадиной Японского моря от Сахалино-Хоккайдской системы (рис.5-42). Простирается Сихотэ-Алинское горное сооружение, достигающее высоты около 2 км, вдоль побережья Приморья от Уссурийского залива на юге до устья Амура на севере, имея в длину почти 1500 км и в ширину до 300 км и ограничиваясь на западе долинами рек Уссури и Суй-

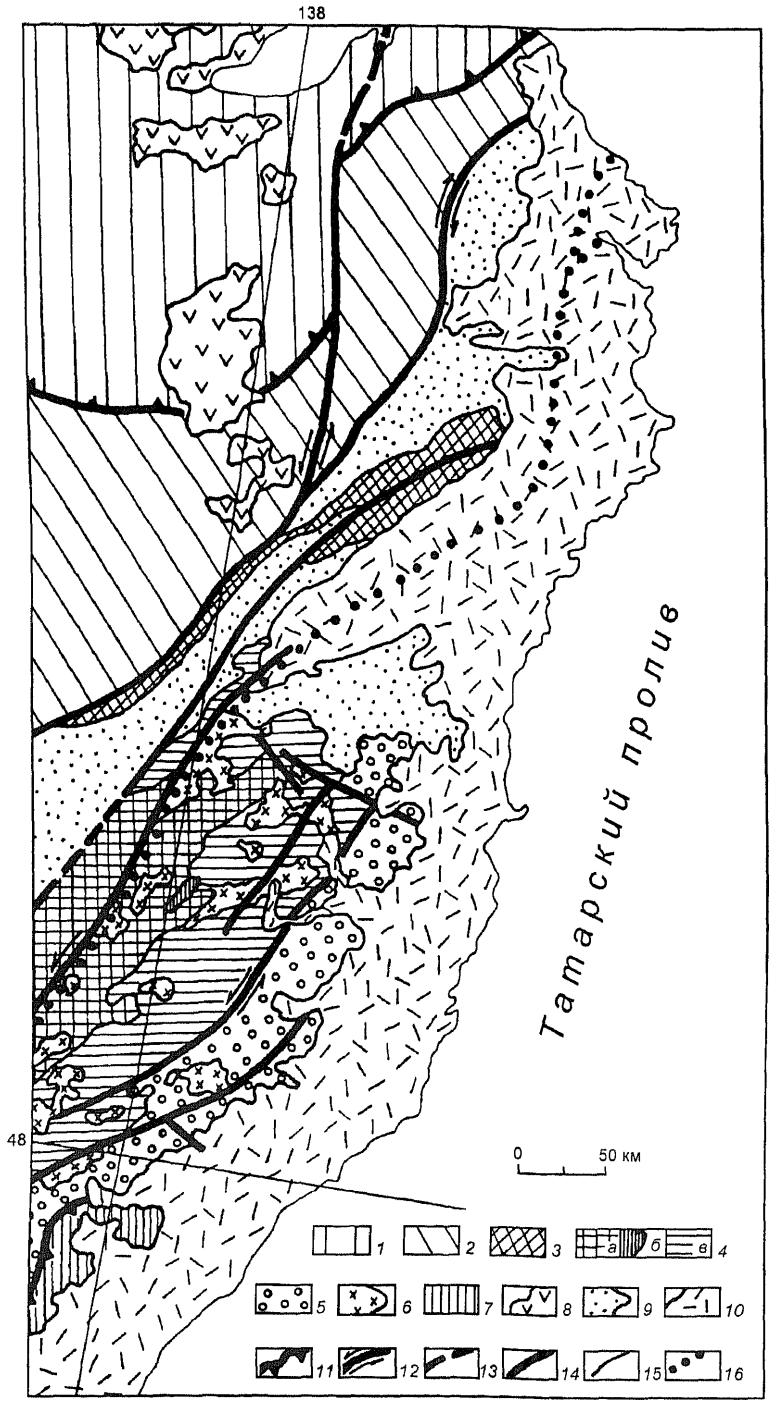


Рис. 5-42. Тектоническое районирование Дальневосточного региона на западном обрамлении Охотского моря (по Н.И.Филатовой)

1–7 – аккреционно-коллизионные области: *1* – Монголо-Охотская позднепалеозойско-раннемезозойская, *2–6* – Сихотэ-Алинская среднемеловая: *2–5* – тектонические зоны: *2* – Баджальская, *3* – Киселевско-Манаминская, *4* – Самаркинская: *а* – преимущественно палеозойско-среднемезозойские офиолиты, *б* – Анюйский блок метаморфических пород, *в* – берриас-валанжинские терригенные породы в тектонических покровах, *5* – Журавлевско-Тумнинская, *6* – среднемеловые коллизионные гранитоиды Хунгарийского комплекса, *7* – Приморская позднемеловая; *8–10* – образования неоавтохтонов аккреционно-коллизионных областей: *8* – альб-сеноманский Хингано-Охотский окраинно-континентальный вулкано-плутонический пояс, *9* – альб-сеноманские отложения преддуговых прогибов Хингано-Охотского пояса и глубоководного желоба, *10* – позднемеловой-раннепалеогеновый Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулкано-плутонический пояс; *11* фронтальные надвиги; *12* – главные сдвиги с указанием характера перемещения; *13* – сдвиги предполагаемые; *14* – прочие крупные разломы; *15* – границы тектонических зон (преимущественно разломные); *16* – предполагаемая северо-западная граница Восточно-Сихотэ-Алинского микроконтинента

фуна. На севере Сихотэ-Алинская система, завершившая свое формирование в палеогене, сочленяется с Монголо-Охотской системой более раннего, среднеюрского формирования.

Северо-восточное простирание структурных элементов северного и центрального Сихотэ-Алиня, примыкающего в Буреинскому массиву, отличается от северо-северо-восточного простирания южного Сихотэ-Алиня, смежного с Ханкайским массивом. Между этими двумя массивами вклинивается ветвь Сихотэ-Алинской системы, ранее выделявшаяся как Амуро-Уссурийский, или Западно-Сихотэ-Алинский синклинорий. Она тектонически выклинивается на территории Китая, где ей отвечает хребет Наданьхада. По современным представляниям, большая часть мегазоны представляла собой в меловом периоде активную окраину Буреинского массива, состоявшую из четырех зон: 1) баррем–позднемеловой краевой вулкано-плутонический пояс, непосредственно наложенный на край Буреинского массива и восточное окончание Монголо-Охотского пояса; 2) Хабаровский меланжево-олистостромовый комплекс ранне- и среднемелового возраста; 3) Амурский комплекс тектонических чешуй нижнемеловых турбидитов; 4) Киселевско-Маноминский комплекс тектонических чешуй юрских кремней и вулканитов и нижнемеловых олистостром. Мегазона этой активной окраины ограничена на юго-востоке Амурской сутурой, параллельно которой простирается узкая полоса распространения верхнепалеозойско-юрского аккреционного комплекса, севернее сливающаяся с аналогичной, но более широкой полосой, следующей вдоль окраины Ханкайского массива и составляющей Западную мегазону Южного Сихотэ-Алиня. Слагающий ее аккреционный комплекс имеет чрезвычайно сложное восточно-вергентное чешуйчато-надвиговое строение, в котором значительную роль играют олистостромы и меланж. Стратиграфически этот комплекс включает образования от девонских (офиолиты, кремни) до триасовых и юрских, в том числе также офиолитов. При этом более древние образования, особенно палеозойские и триасовые известняки и офиолиты, присутствуют преимущественно в составе олистостром и меланжа. В самом начале мела произошла обдукция юрских офиолитов на расположенный восточнее микроконтинент, фундамент которого выступает в двух небольших куполовидных поднятиях. Этот процесс сопровождался становлением раннемелового комплекса гранитоидов и началом накопления как в Западной, так и в Восточной мегазонах Сихотэ-Алиня мощного нижнемелового комплекса турбидитов (флиша). В середине мела последовала новая фаза деформаций и гранитоидного магматизма, которая в основном завершила формирование сложной внутренней структуры системы. В это же время по ее восточной периферии возник краевой вулкано-плутонический пояс – продолжение Охотского-Чукотского, и звено гигантского Восточно-Азиатского пояса. Его развитие продолжалось в палеогене. На палеогеновую эпоху приходится, видимо, основной этап движений вдоль Центрального Сихотэ-Алинского разлома – левого сдвига, пересекающего все сооружение с амплитудой более 200 км, возможно до 500 км, и достигающего подошвы земной коры. Начало смещений по этому сдвигу может относиться к началу мела и с этого времени, по мнению А.И.Ханчука и его коллег, в развитии континентальной окраины Приморья чередовались периоды субдукции и перемещения вдоль трансформных разломов. По данным В.П.Уткина, Центральный сдвиг лишь один из подобных разломов Сихотэ-Алиня; другие намечаются, в частности, вдоль долины р.Уссури и вдоль континентального склона Японского моря.

В миоцене начинается раскрытие впадины Японского моря, сопровождаемое бимодальным вулканизмом, а в плиоцене – поднятие Сихотэ-Алинского горного сооружения и на его фоне – излияния платобазальтов.

5.8.6.2. Сахалино-Хоккайдская складчато-покровная система

Эта система на севере почти смыкается с Сихотэ-Алинской, а на юге отделяется от нее новообразованной впадиной Японского моря, обладая не северо-северо-восточным, как Сихотэ-Алинь, а почти строго меридиональным простиранием. В структуре этой системы четко выделяется две мегазоны: Западная и Восточная, разделенные Центральной шовной зоной, нередко рассматриваемой как граница двух литосферных плит (см. ниже).

Западная мегазона на севере включает Татарский пролив и Западно-Сахалинские горы, а на юге зону Сорачи-Йезо, или прогиб Исикари-Румои на о-ве Хоккайдо. Эту мегазону в основном слагает мощная, >10 км, терригенная толща верхов нижнего мела – верхнего мела – кайнозоя, выполняющая преддуговый прогиб, сопряженный с Восточно-Сихотэ-Алинским магматическим поясом и с внешней, невулканической дугой восточного Сахалина и центрального Хоккайдо. Эта толща включает осадки в основном морского происхождения, но с отдельными перерывами, за которыми на севере следовало накопление континентальных, обычно угленосных слоев. На о-ве Хоккайдо из под этой формации обнажаются более древние образования: терригенная серия с участием кремней низов мела – юры и кремнисто-базальтовая серия юрского возраста. Все эти отложения были дислоцированы в

основном лишь в конце плиоцена, причем более интенсивно на востоке, чем на западе. На Сахалине прогиб испытал частичную инверсию с образованием Западно-Сахалинского антиклинория, надвинутого к востоку на Тымь-Поронайскую (на севере) и Сусунайскую (на юге) наложенные плиоценовые молассовые депрессии, а на Хоккайдо, напротив, на восточное крыло прогиба была надвинута Центральная мегазона.

Центральная мегазона наиболее типично представлена на о-ве Хоккайдо, где к ней относится зона Камуикотан и смежные с ней зоны. Примечательны они развитием офиолитов и голубых сланцев. Офиолиты имеют триасово-юрский (>185 млн лет), голубые сланцы раннемеловой (>145 млн лет) возраст, с повторным метаморфизмом в середине и конце мела – начале палеогена. Отложения среднего мела в данной зоне характеризуются олистостромово-турбидитным составом, причем олистостромы содержат глыбы триасовых и пермских мелководных известняков. Продолжение зоны Камуикотан на Сахалине усматривается в Сусунайском хребте на юге острова и в Восточно-Сахалинских горах севернее; здесь эта зона имеет сложное покровно-надвиговое строение с западной вергентностью, а ее разрез включает помимо меловых юрские и триасовые образования.

Восточная мегазона опять же наиболее полно выражена на о-ве Хоккайдо, где ей отвечает зона Хидака с развитием меловых отложений, вулканогенных (пиллоу-лавы базальтов) в нижней части и терригенных (граувакки) в верхней. Метаморфизм отложений, приобретающих островодужный характер, нарастает к западу от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации. Метаморфиты прорваны гранитами с возрастами от позднепалеозойского до раннемиоценового. Высокотемпературный метаморфический пояс Хидака составляет пару с Камуикотанским низкотемпературным (хотя последний древнее). Зона Хидака надвинута к западу на узкий синклинорий, на который с запада надвинута зона Камуикотан; вдоль надвига зоны Хидака выступает метаофиолитовый комплекс. На Сахалине аналоги этой зона обнажаются на п-ове Анива и в Восточно-Сахалинских горах и представлены мощной толщей, включающей олистостромы, турбидиты (флиш), кремни, базальты как СОХ, так и островодужного типа; здесь же развиты офиолитовые покровы, перемещенные с востока.

На о-ве Хоккайдо зона Хидака сопровождается с востока зоной Токоро, не имеющей аналога на Сахалине. Она представляет аккреционный комплекс, состоящий из субдуцированных океанских образований, подвергнутых метаморфизму высоких давлений, и отложений глубоководного желоба, несогласно перекрытых грубообломочными отложениями сантон-кампанского возраста.

В палеогене Центральная и Восточная мегазоны Сахалина и Хоккайдо испытывали поднятие, а в неогене отдельные их участки были втянуты в опускания. Последнее было наиболее интенсивным в северной трети Сахалина, где мощность неогеновой молассы, представляющей древнюю авандельту Амура, достигает 7,5 км. Она выполняет Северо-Сахалинский нефтегазоносный бассейн, находящий свое продолжение на восточном шельфе острова. Складки, осложняющие строение этого бассейна и вмещающие нефтегазовые залежи, сопряжены с крупными правосдвиговыми зонами меридионального простирания. Главным из них является сдвиг, примерно совпадающий с более древней коллизионной сутурой между Западной и Центральной мегазонами. Он простирается на 1500 км от места сочленения Курило-Камчатского и Японского глубоководных желобов до Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса на севере. Этот сдвиг, возникший в позднем миоцене, сохраняет сейсмическую активность доныне и именно с ним было связано Нефтегорское землетрясение 27.05.95. Параллельно данному сдвигу через восток Сахалина и Хоккайдо и вдоль западной окраины Охотского моря через вал Кашеварова к г. Охотску протягиваются еще две сдвиговые зоны.

5.8.7. Японская островная дуга и впадины Японского и Восточно-Китайского морей

Японские острова (четыре главных) принадлежат четырем структурным системам. Восточный Хоккайдо представляет юго-западное окончание Курильской дуги (Корякско-Камчатско-Курильской системы), центральный Хоккайдо – южное окончание Сахалино-Хоккайдской системы, срезаемое Курило-Камчатским и Японским желобами, а п-ов Осима Юго-Западного Хоккайдо является северным окончанием системы, получившей полное развитие в северной части о-ва Хонсю, имеющей северо-северо-восточное простирание. Она отделяется в центре о-ва Хонсю сдвиго-надвигом Танакура от субширотной системы юго-западной Японии, включающей остальной о.Хонсю и о-ва Кюсю и Сикоку и продолжающейся в архипелаге Рюкю. Поскольку две первые системы уже были рассмотрены выше, здесь будут описаны две остальные – Северо-Восточной и Юго-Западной Японии (рис.5-43). Причем в связи с тем, что тектоническая зональность лучше выражена и полнее разработана для *Юго-Западной Японии*, начнем изложение с этой системы.

Тектонические зоны Юго-Западной Японии закономерно омолаживаются с севера на юг, от Японского моря к Филиппинскому (рис.5-44). На северном побережье выделяются две зоны террейна: Оки на западе и Хида на востоке. *Террейн Оки*, сложенный гнейсами и

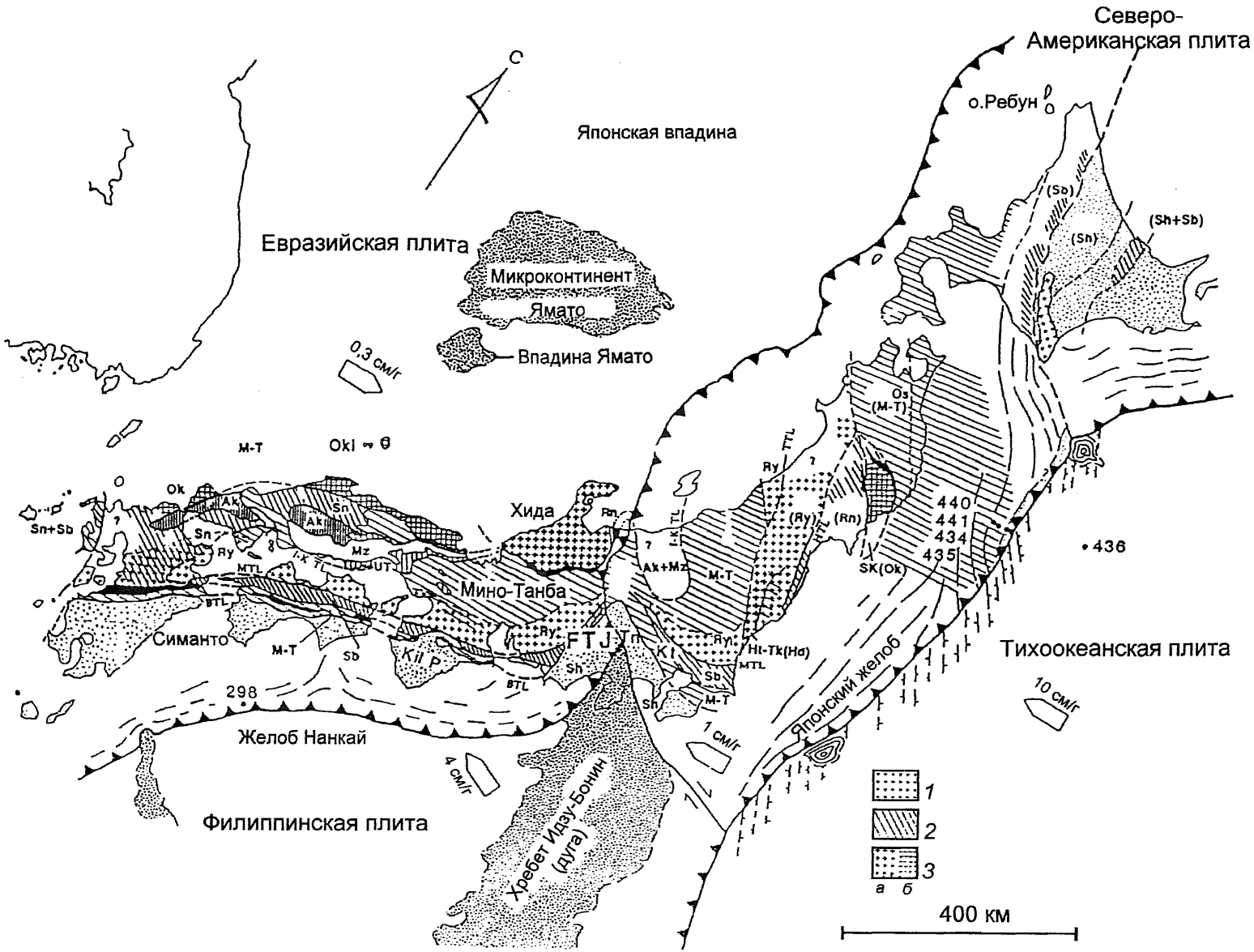


Рис. 5-43. Обобщенная тектоническая карта Японии, показывающая главные тектонические пояса (по Й.Огава и др.)

1 – метаморфический пояс низкого давления – высокой температуры; *2* – метаморфический пояс высокого давления – низкой температуры; *3* – континентальные блоки: *а* – Сино-Корея, *б* – Янцзы. Ak – Акийоши; FM – Фосса Магна; FTJ – тройное сочленение Фудзи; Gs – Госаишо (Риоке); Hdk – Хидака (Симанто); Ht-Tk – Хитачи-Таканути (Хида); Kk – Камуикотан (Санбагава); MM – Мацугадайра-Мотаи (Ренге); M-T – Мино-Танба; MTL – Медианная тектоническая линия; Rn – Ренге; Ry – Риоке; Sb – Санбагава-Санбосан; Sh – Симанто; SK – Южный Китаками (Оки); Tk – Токоро (Санбагава+Симанто); TTT – тройное сочленение Бозо; UT – Ультра-Танба

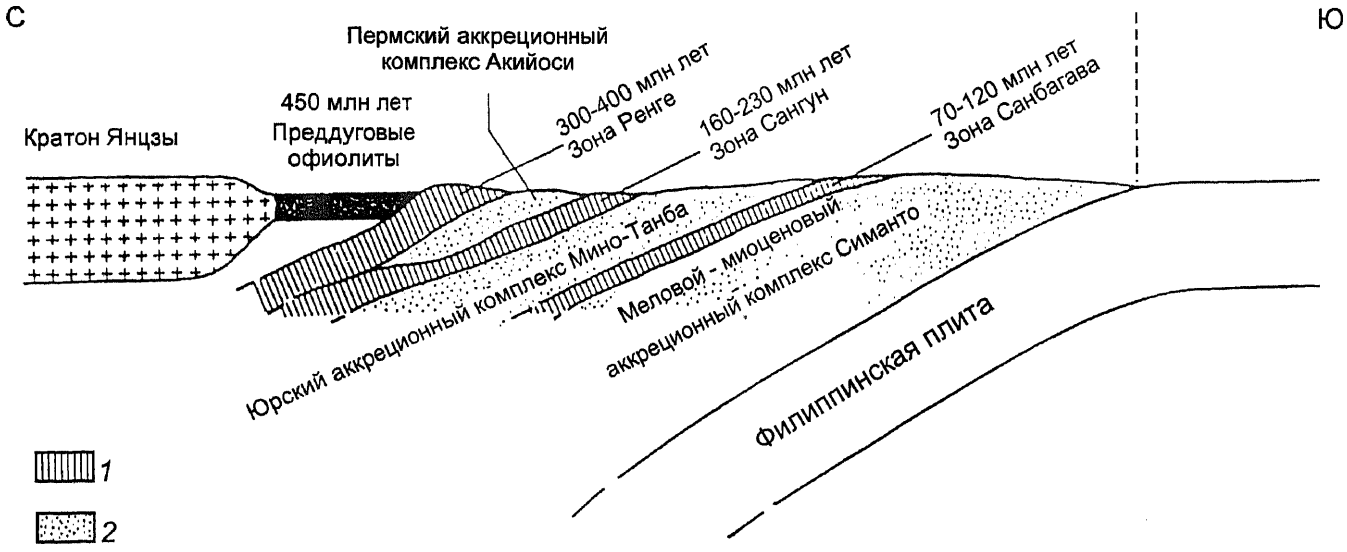


Рис. 5-44. Упрощенный тектонический профиль Юго-Западной Японии (по Й.Огава и др.)

Профиль показывает общее омоложение тектонических поясов в направлении океана и наклоненные к юго-западу надвиговые комплексы. Показаны также примерный возраст и положение интрузивной и метаморфической (высокой температуры – низкого давления) деятельности (по Й.Огава и др.). *1* – метаморфические комплексы высокого давления – низкой температуры; *2* – метаморфические комплексы низкого давления – высокой температуры

гранитами с возрастом от 2,0 млрд лет, рассматривается как отторженец кратона Янцзы, обнаруживающий сходство с южнокорейским массивом Собасан. *Террейн Хида* сложен гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, мраморами, гранито-гнейсами с возрастом 1000–250 млн лет, метаморфизованными в кианитовой субфации амфиболитовой фации. Метаморфизм высоких давлений сближает террейн Хида с Дабейшанем на восточном окончании Циньлиня, а средне- и верхнепалеозойский чехол обрамления с бореальной фауной – с Сино-Корейским кратоном. Террейн Хида интрудирован позднегерцинскими гранитами, перекрыт среднеюрскими песчаниками, верхнемеловыми–нижнепалеогеновыми вулканитами, неогеновыми туфами и осадками.

Террейн Оки окаймлен с юга наиболее древними в Японии офиолитами с возрастом до 580 млн лет (их аналоги известны и в северной Японии). К офиолитовому поясу с юга примыкает пояс Ренге метаморфических сланцев высоких давлений с возрастом 400–300 млн лет. Офиолиты и глаукофановые сланцы выступают вдоль крутого надвига по периферии террейна Оки, а следующий к югу *террейн Акийоси* образует пологий тектонический покров, смятый в анти- и синформу и сложенный метабазальтами и рифовыми известняками океанских островов, обломочными породами, метаморфизованными в зеленосланцевой фации в поздней перми. В строении покровного комплекса участвуют еще две нижележащие пластины – средняя отвечает метаморфитам высокого давления *Сангун* с возрастом 230–210 млн лет, образованным по средне- и верхнепалеозойским кремнисто-терригенно-карбонатно-туфогенным отложениям, а нижняя – офиолитам *Майзуру* – 280 млн лет. Относительным автохтоном для этих покровов служит мощный юрский с участием верхов триаса и низов мела аккреционный комплекс *зоны Мино-Танба*, включающий базальты океанских островов, пелагические кремни, рифовые известняки и обломочные осадки, а также олистостромы, метаморфизованные в зеленосланцевой фации между 170 и 120 млн лет т.н. Комплекс Мино-Танба надвинут, в свою очередь, на *зону Риоке*, отличающуюся развитием метаморфитов низкого давления и гранитов с возрастом 120–170 млн лет. Далее к югу в крупном тектоническое окне выступает *комплекс Санбагава*, сложенный метаморфитами высокого давления – низкой температуры, возникшими по пелагическим осадкам и вулканитам палеозоя-мезозоя в начале позднего мела (100–80 млн лет т.н.). Пояса Риоке и Санбагава образуют вторую пару метаморфических поясов Японии; первую, более древнюю, составляют пояса Хида и Сангун.

Между зонами Риоке и Санбагава проходит разлом, известный как *Медианная тектоническая линия* Юго-Западной Японии. Она представляет зону круто-

го надвига к югу и правого сдвига и традиционно принималась как граница Внутренней и Внешней мегазон данной системы. С севера к ней примыкает приразломный прогиб, выполненный мощной толщей верхнемелового флиша.

К югу от окна Санбагава расположена покровная синформа – огромный клипп, состоящий из двух пластин. Нижняя – *Чичибу*, сложена эквивалентами нижних горизонтов (T_3–J_1) комплекса Мино-Танба, а верхняя, крайне своеобразная, известна как *зона Куросегава*. Эта последняя представляет собой мегамеланж из доюрских пород внутренних зон в серпентинитовом матриксе. Фронтальный надвиг покрова Чичибу-Куросегава – *линия Бутсузу*, знаменует окончательное исчезновение с поверхности образований внутренних зон. К югу от нее развит молодой, верхнемеловой–нижнемиоценовый изоклинально смятый аккреционный *комплекс Симанто*, состоящий из обломочных (турбидиты) и океанских (базальты, кремни) слабо метаморфизованных пород с чешуями меланжа. Этот комплекс прорван миоценовыми гранитами и несогласно перекрыт моноклинально падающей к югу среднемиоценовой молассой. На подводной окраине Японских о-вов, обращенной к глубоководному *желобу Нанкай*, он наращивается еще более молодым, верхнемиоценовым – современным комплексом отложений, выполняющим преддуговый прогиб, которому в рельефе отвечает подводная терраса, а ниже по склону развит аккреционный клин.

Выделенные в Юго-Западной Японии тектонические единицы в большинстве своем, кроме крайних северных Оки и Хида, прослеживаются к юго-западу в *архипелаге Рюкю (Нансей)*, хотя этот архипелаг и отделен от о-ва Кюсю поперечным правым сдвигом субмеридионального простирания. Эта же тектоническая зональность в общем выдерживается и в *Северо-Восточной Японии*, к северо-востоку от сдвига Танакура. Но здесь границы между зонами, первоначально представлявшие пологие надвиги, определяются молодыми миоценовыми левыми сдвигами, связанными с раскрытием Япономорской впадины. Кроме того, помимо зоны субдукции вдоль восточной окраины Японского желоба эта система окаймляется зоной субдукции и с запада, со стороны Японского моря, прослеживающейся вплоть до южного Сахалина. В Северо-Восточной Японии, в частности, опознаются аналоги террейнов Хида и Оки, соответственно, в горах Абакума и Китаками (юг), древнейших офиолитов, а также более молодых аккреционных комплексов, до аналогов юрского комплекса Мино-Танба, но некоторые зоны Юго-Западной Японии выпадают или, возможно, скрыты на глубине. На восточной окраине о-ва Хонсю, обращенной к Японскому желобу, полого залегающие с наклоном к желобу кайнозойские осадки несогласно перекрывают интенсивно дислоцированный мел и лишь в основании склона желоба располагается узкий аккреционный клин.

Японская островная дуга ныне отделена от Корейского п-ова и русского Приморья *впадиной Японского моря*. Впадина эта имеет ромбовидную форму с длинной осью, простирающейся в северо-северо-восточном направлении на 1000 км; к северо-северо-востоку она переходит в континентальный рифт южной части Татарского пролива. Контуры впадины на северо-западе и юго-востоке конформны структуре Сихотэ-Алиня и Японской дуги, но на западе почти ортогонально, очевидно по разлому, срезают структуры Корейского п-ова. Рельеф и внутреннее строение Япономорской впадины довольно сложные. Она состоит из трех отдельных глубоководных котловин с корой океанского типа; это Центральная (Японская) котловина на северо-западе глубиной до 3650 м, с корой мощностью около 8,5 км, из которых 2 км осадков; котловина Ямато (Хонсю) на юго-востоке глубиной до 3 км, подстилаемая корой мощностью в 14 км, в том числе 1–2 км осадков; котловина Цусима на юго-западе глубиной более 2 км, с корой той же мощности, но 4 км осадков. Эти котловины разделены поднятиями Ямато и Оки, представляющими блоки утоненной континентальной коры, в случае банки Ямато обнаруживающей, по данным драгирования, разрез, сходный с разрезами Южного Приморья и северного Хонсю.

Способ и время образования Япономорской впадины ныне достаточно хорошо известны благодаря данным глубоководного бурения и палеомагнитных исследований (рис.5-45). Ее раскрытие произошло в начале среднего миоцена, 16–15 млн лет т.н. в процессе рассеянного спрединга, происходившего на фоне начавшегося 21 млн лет т.н. разворота северо-восточного сегмента Японской дуги против часовой стрелки на 46°, а юго-западного на 56° по отношению к Евразии. Спредингу предшествовал рифтинг и бимодальный вулканизм, он сопровождался, а по мнению некоторых исследователей, был вызван мантийным диапиризмом, о котором свидетельствует значительно (более чем вдвое) повышенный и в настоящее время тепловой поток.

Япономорская впадина соединяется на юге узким Цусимским проливом с широким, но неглубоким и почти целиком эпиконтинентальным бассейном *Восточно-Китайского моря*. Бассейн этот отделен от смежной с востока впадины Филиппинского моря островной дугой Рюкю, а в тылу последней находится его самая примечательная структура – *трог Окинава*. Этот трог представляет пример молодого, позднемиоцен-плиоценового рифта, находящегося на стадии перехода к спредингу диффузного типа, характерного для тыльнодуговых окраинных морей. Глубина дна трога достигает

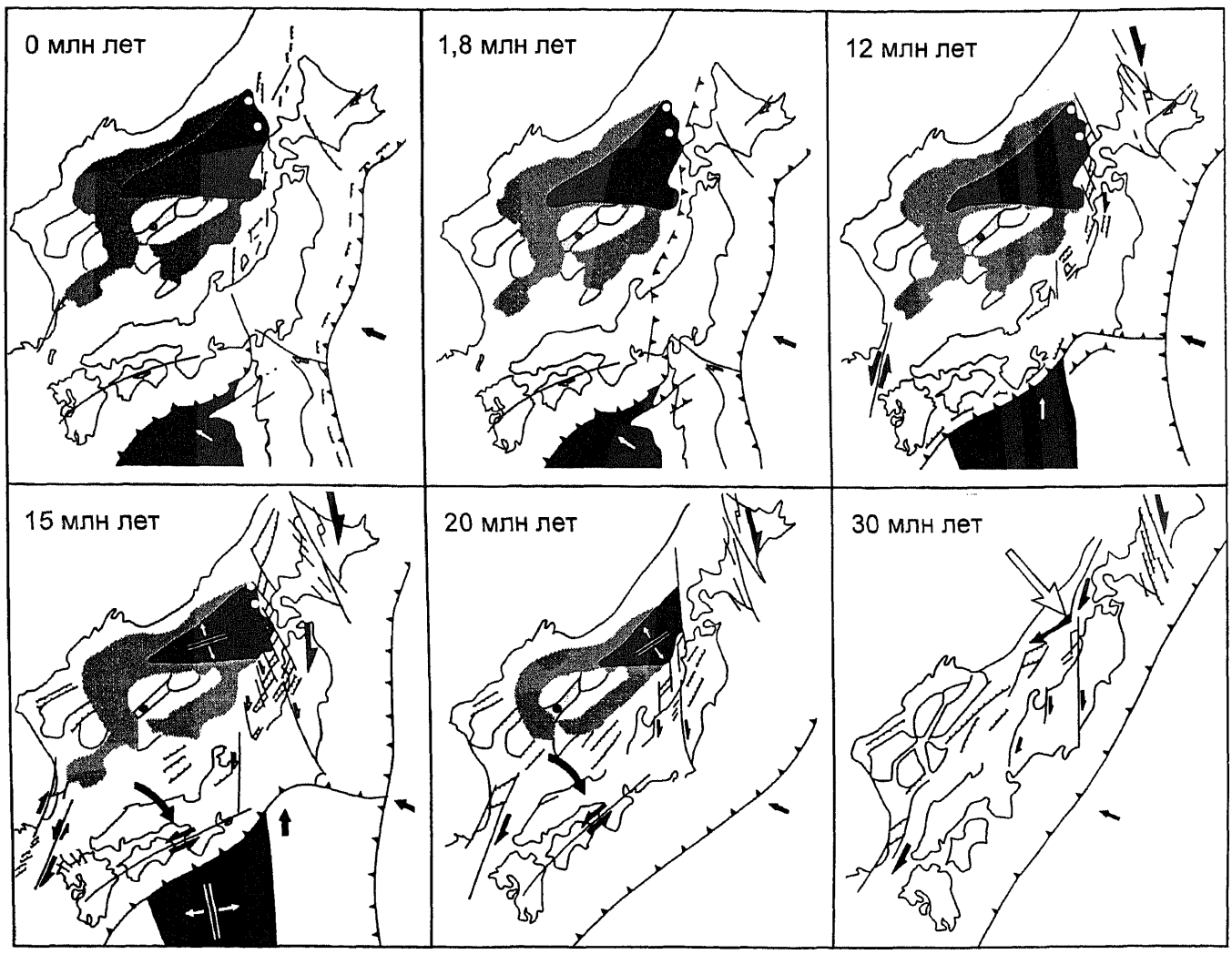


Рис. 5-45. Реконструкции раскрытия глубоководной впадины Японского моря (по Л.Жоливе и др.)

2200 м, а мощность осадков в его осевой части – почти 3 км. Кора утонена на юге до 17 км; здесь же обнаружены линейные магнитные аномалии спредингового типа, по которым время начала спрединга установлено в 1,9 млн лет т.н. (ранний плейстоцен), а скорость в 2 см/г. На северную часть трога спрединг еще не распространился. О молодости структуры свидетельствует высокий тепловой поток, в среднем почти в четыре раза превышающий нормальный. Внутренняя структура трога довольно сложная, но в общем он представляет собой относительно симметричный грабен, в некоторых сечениях осложненный центральным горстом. Осадочный чехол во многих местах прорван базальтовыми экструзиями. Начальная фаза образования трога Окинава относится к позднему миоцену – раннему плиоцену, а главная – к концу плиоцена – раннему плейстоцену.

С северо-западной, континентальной стороны параллельно трогу Окинава простирается подводная *гряда Тайвань-Синзи*, представляющая собой складчатое поднятие, возникшее в конце миоцена, но испытавшее на юге последний импульс сжатия в конце плиоцена. Эта гряда расположена уже в пределах шельфовой части Восточно-Китайского моря, а основной бассейн этого моря – Тайванский, находится между грядой Тайвань-Синзи и другой, опять же параллельной ей грядой Фуцзян-Ренан, называемой еще Неокатазиатской. Эта последняя представляет погруженное звено Восточно-Азиатского вулкано-плутонического пояса с отдельными островами, на которых обнажаются магматиты

этого пояса. Гряда Фуцзян-Ренан образует порог, отделяющий Восточно-Китайское море от Желтого моря. Основной бассейн Восточно-Китайского моря обязан своим образованием растяжению и рифтингу в конце мела – начале палеогена. Палеогеновые отложения были деформированы в олигоцене, затем последовало отложение неогеновых осадков, которые испытали деформации в конце плиоцена. В течение неогена проявлялся щелочно-базальтовый и толеитовый вулканизм. Мощность неогеново-четвертичного чехла достигает двух и более километров.

5.8.8. Катазиатская система, Тайвань-Филиппинская дуга, впадины Южно-Китайского и Филиппинского морей

Эти структуры составляют крайний южный сегмент Тихоокеанской окраины Азиатского материка, которая здесь достигает своей максимальной ширины и сложности.

5.8.8.1. Катазиатская складчато-покровная система

Эта система Юго-Восточного Китая располагается на материке (рис.5-46) и включает о-в Хайнань; к ней, по существу, следует относить также большую часть о-ва Тайвань и юго-западную часть Филиппинского архипелага (о-ва Палаван и Миндоро – см. ниже). Эта система примыкает с юго-востока к Южно-Китайскому кратону Янцзы; ее развитие началось в среднем–позднем рифее и продолжалось до позднекиммерийской эпохи включительно. Система простирается в северо-восточном направлении, но на юге поворачивает к западу и сочленяется, очевидно, с Вьетлаосской системой Средиземноморского пояса (по палеозою).

Наиболее внешним, по существу переходным к платформе Янцзы структурным элементом Юго-Восточного Китая является *Цзяннанская позднепротерозойская* (гренвильская или раннебайкальская) *система.* Она отделена от основной части платформы Янцзы и от собственно Катазиатской каледонской системы крутыми разломами, первично представлявшими

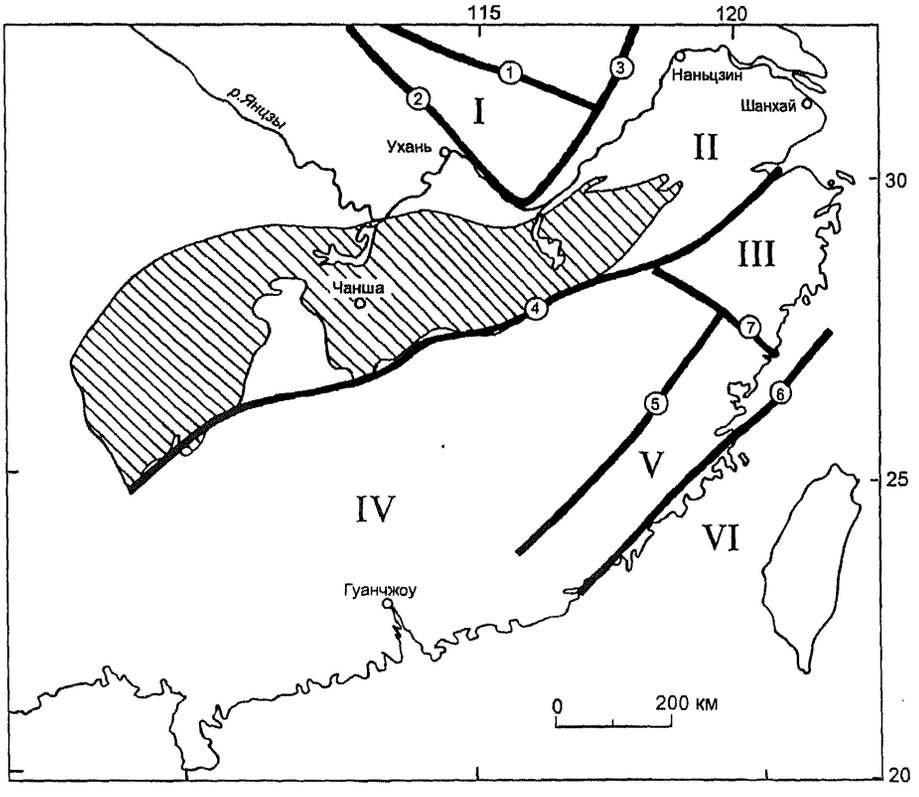


Рис. 5-46. Карта Юго-Восточного Китая с выделением тектонических единиц или возрастных провинций (по Б.М.Джану и др.)

Провинции: I – террейн Дабие; II – блок Янцзы, заштрихована площадь обнажения группы Банси; III–IV – блок Катазия: III – вулканический террейн восточного Чжецзяна, IV – внутренняя зона Катазии; V – восточный Фуцзян; VI – прибрежный Фуцзян и Тайвань. Жирные линии – границы, совпадающие с разломами (цифры в кружках): 1 – Синьян-Хефей, 2 – Сьянфан-Гуанчжи, 3 – Танчен-Луцзян (Танлу), 4 – Цзяншан-Шаосин и южная граница обнажений группы Банси, 5 – Женхе-Дапу, 6 – Чангле-Нан'ао, 7 – Тийшун-Лонгцуан

надвиги юго-восточной вергентности, позднее преобразованные в сбросы (северо-западные) или сдвиги (юго-восточные). Внешняя зона этой системы сложена среднерифейским флишем, метаморфизованным в зеленосланцевой фации и представляющим, очевидно, отложения подводного склона и подножья континента Янцзы. Эта зона (террейн) отделена разломом от внутренней зоны, в которой известны офиолиты (в виде меланжа) с возрастом 1100–1000 млн лет, островодужные вулканиты с возрастом около 950 млн лет, турбидиты, глаукофановые сланцы – около 900 млн лет, деформации, зеленосланцевый метаморфизм и внедрение гранитов, связываемые с коллизией между сиалическими блоками Янцзы и Катазии. Наконец, на уровне 850 млн лет т.н. произошло окончательное завершение коллизии и превращение ее шва в сдвиговую зону. Саннийские отложения несогласно перекрывают структуры данной системы и образуют общий чехол с платформой Янцзы, частью которой с этого времени она стала.

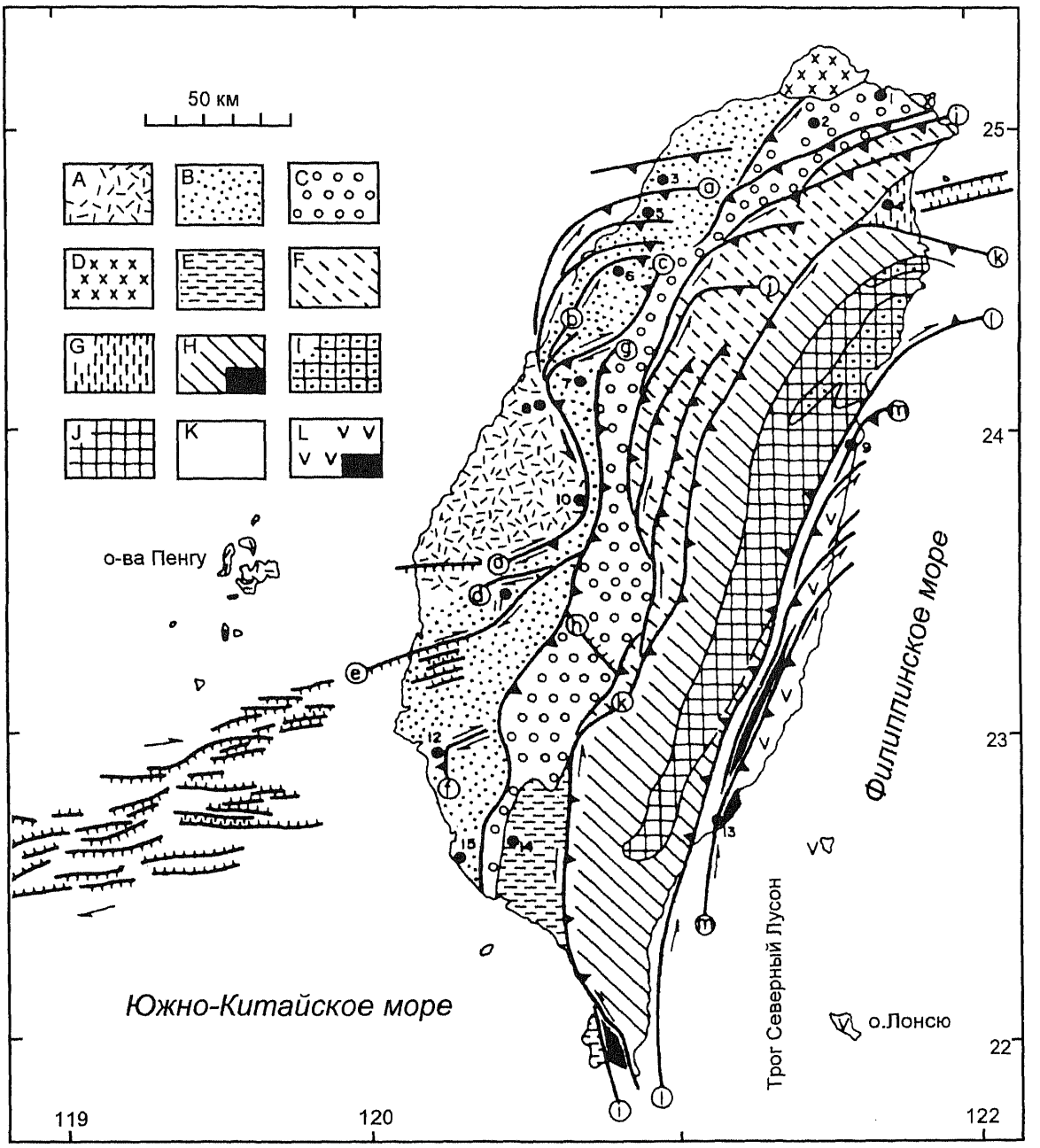
Собственно *каледонская Катазиатская система* развивалась с синия до позднего силура далее к юго-востоку. Ее деформированный комплекс сложен флишевой формацией с подчиненным участием карбонатов и вулканитов, несогласно перекрытой красноцветным обломочным девоном. Состав отложений, отсутствие офиолитов и выходы докембрийского фундамента заставляют считать эту складчатую систему энсиалической. После девона она также причленилась к кратону Янцзы и стала частью Южно-Китайской платфомы. Ближе к побережью провинций Фуцзян и Гуандун на девонско-пермские отложения пассивной окраины этой платформы был наложен передовой прогиб более молодой складчатой системы, в основном уже скрытой под шельфом Южно-Китайского моря. В разрезе этого прогиба нижнетриасовый флиш – осадки склона и подножья континента, сменяется мощной среднетриасовой–верхнеюрской молассой. Завершающие деформации прогиба относятся к концу юры, т.е. к позднекиммерийской эпохе. Но им предшествовало внедрение плутонов S-гранитов в конце перми – начале триаса, причем не только в прогибе, но и в его каледонском северо-западном обрамлении. Предполагается, что образование киммерийской складчатой системы юго-восточного побережья Китая было связано с коллизией Южно-Китайского континентального блока, ставшего уже частью Евразийской плиты, с микроконтинентом, расположенным в современном Южно-Китайском море. В существовании между ними офиолитовой сутуры свидетельствуют гравимагнитные данные по прилегающему шельфу. Сутура, вероятно, пересекает о.Хайнань. В начале мела побережье Юго-Восточного Китая было охвачено мощным вулканизмом, превратившим его в часть Восточно-Азиатского вулкано-плутонического пояса.

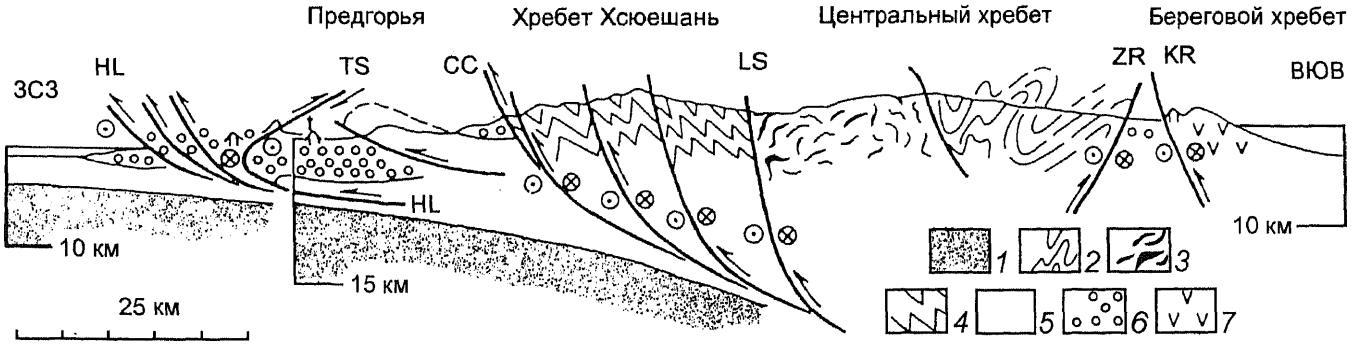
5.8.8.2. Тайвань-Филиппинская дуга

Расположенный против побережья Юго-Восточного Китая *о-в Тайвань* находится на стыке северного окончания субмеридиональной Филиппинской дуги с юго-западным концом дуги Рюкю (рис.5-47). Сам остров является продуктом произошедшего в позднем плиоцене столкновения энсиматической вулканической дуги, протягивающейся от о-ва Лусон на Филиппинах, со складчатым сооружением, возникшим на краю позднемелового Евразийского континента. Породы вулканической дуги образуют на восточном побережье узкий Береговой хребет, отделенный от Центрального

Рис. 5-47. Упрощенная тектоническая карта Тайваня и схематический профиль через северную часть острова (по Ч.Бику)

На карте: A – массив Хенко, погребенный под третичными осадками горст фундамента, сложенного изверженными и магматическими породами, принадлежащими Катазии; B – Западный Прибрежный пояс, интенсивно деформированный транспрессией на север и трантенсией на юг; C – зона Предгорий – зона покровной складчатости в основном миоценовых и плиоценовых отложений; D – четвертичные вулканы северного Тайваня – продолжение магматической дуги Рюкю; E – Долина Пинстунг – реликтовое продолжение внутриплитной зоны субдукции, заполненная плейстоценово-современными осадками; F – хр. Хсюешань – зона сдвига в сланцевом поясе Тайваня, сложенном в основном эоцен-миоценовыми глинистыми сланцами и кварцитами; G – равнина Илан – междуговой прогиб, выполненный плейстоцен-современными осадками, представляющий восточное окончание трога Окинава; H – Сланцевый пояс, часть Центрального хребта – третичные породы, превращенные в меланж, частично офиолитовый (меланж показан черной заливкой), включенный во флишевые покровы; I – прибрежная часть Восточно-Тайваньского ядра метаморфического фундамента – массив высокоградных метаморфитов, представляющий раннемезозойский микроконтинент; J – главная часть ядра фундамента восточного Тайваня, пояс различных сланцев, возможно, полностью метаморфизованный офиолитовый меланж, представляющих ложе бассейна, разделявшего Катазию и упомянутый микроконтинент; K – продольная долина – рамповый коридор, представляющий Тайваньский сегмент конвергентной границы Азиатской и Филиппинской плит; L – Береговой хребет и вулканические островки – аллохтонный складчато-надвиговый пояс, позднетретичная магматическая дуга и субдукционный комплекс (меланж Лиги показан черной заливкой); a–m – основные разрывные нарушения. *На профиле*: *1* – консолидированный дотретичный фундамент; *2* – мобилизованный дотретичный фундамент; *3* – третичный сланцевый чехол (2), интенсивно деформированный и превращенный в меланж, в том числе офиолитовый; *4* – сорванный сланцево-кварцитовый чехол (1); *5* – третичные отложения, в основном миоценовые и плиоценовые, слагающие предгорья; *6* – плейстоценовые молассовые осадки и другие посторогенные отложения по западную и восточную сторону хр. Хсюешань и Центрального хребта; *7* – третичные экзотические дуга и субдукционный комплекс. HL–KR – разломы


50 км
A
B
C
D
E
F
G
H
I
J
K
L
о-ва Пенгу
Южно-Китайское море
Филиппинское море
Трог Северный Лусон
о.Лонсю
25
24
23
22
119
120
122


Предгорья
Хребет Хсюешань
Центральный хребет
Береговой хребет
ЗСЗ
HL
TS
CC
LS
ZR
KR
ВЮВ
10 км
15 км
25 км
1
2
3
4
5
6
7

хребта рамповым грабеном Продольной долины; возникшим над сутурой, вдоль которой выступает мощный меланж с участием офиолитов. В западной зоне Центрального хребта вдоль этой сутуры обнажается наиболее древний на острове метаморфический комплекс амфиболитовой фации, включающий гнейсы и мраморы, последние – с пермской фауной фузулинид. Предполагается, что этот комплекс представляет метаморфизованный чехол микроконтинента, отколовшегося от Катазии в раннем мезозое. Офиолиты, отвечающие коре океанского типа бассейна, их разделившего, выступают в восточной зоне Центрального хребта наряду с мощной кварцитово-сланцевой флишевой толщей эоцен-миоценового возраста, собранной в изоклинальные, сочетающиеся с надвигами, западно-вергентные складки, сорванные с погружающегося в направлении хребта допалеогенового фундамента. В общем тот же стиль деформаций характеризует зону Предгорий, сложенную не менее мощной толщей в основном морских песчано-глинистых отложений; однако метаморфизм здесь отсутствует, а надвиги выполаживаются. Все эти отложения образовались, очевидно, на краю шельфа Евразийского континента. В средней части западного побережья Тайваня установлен погребенный выступ фундамента континента; его породы обнажаются на о-вах Пенгу в Тайваньском проливе.

Подводный Северо-Лусонский хребет соединяет восточный Береговой хребет Тайваня с обширным *Филиппинским архипелагом*, расположенным между Южно-Китайским и Филиппинским окраинными морями и окаймленный со стороны первого прерывистой системой глубоководных желобов – Манильским, Негрос и Котабату, а со стороны второго – протяженным и более глубоким, более 10 км, Филиппинским желобом.

Филиппинский архипелаг представляет сложный коллаж террейнов (рис.5-48), основная часть которых образована фрагментами позднемезозойских–кайнозойских энсиматических вулканических дуг. Особняком стоит наиболее юго-западный террейн, породы которого обнажены в северной части о-ва Палаван, на севере о-ва Панай и юге о-ва Миндоро, а также на некоторых мелких островах между ними. Здесь выступает метаморфический комплекс, включающий гнейсы, слюдяные сланцы, мраморы, прорванный гранитоидами; в мраморах обнаружена верхнепалеозойская фауна. Этот комплекс перекрыт чехлом, начинающимся местами среднепермскими отложениями, но в основном относящимися к триасу и юре, и сложенным мелководно-морскими обломочными и карбонатными осадками. Эти образования обнаруживают явное сходство с выступающими в Центральном хребте Тайваня и в прибрежной зоне Юго-Восточного Китая и рассматриваются как отторгнутые от Евразийского континента при раскрытии в олигоцене Южно-Китайского моря. Они несогласно перекрыты мелководным эоценом и, выше нового несогласия, коррелируемого с началом образования этого бассейна, более глубоководным и содержащим вулканиты олигоценом. Этот западный террейн Филиппин продолжается на юг до крайней западной части о-ва Минданао (п-ов Замбоанга).

Остальная площадь архипелега сложена меловыми и кайнозойскими образованиями. Здесь широко распространены офиолиты (в основном меланж), частично метаморфизованные, возраст которых – от нижнемелового (или даже верхнеюрского) до эоценового включительно, а также более молодые, верхнемеловые–кайнозойские островодужные магматиты, слагающие две вулканические дуги, столкнувшиеся в миоцене на юге Лусона и позже – южнее. Они разделены межгорными молассовыми впадинами, формировавшимися начиная с олигоцена и занимавшими преддуговое, тыльнодуговое или междуговое положение. Мощность моласс составляет 5–10 км. Один из преддуговых прогибов расположен на западном шельфе о-ва Лусон и отделен от Манильского желоба подводной невулканической дугой. Возникшие в позднем плиоцене над западной и восточной зонами субдукции стратовулканы сохраняют свою активность доныне. Крупное извержение вулкана Пинатубо на западе о-ва Лусон имело место совсем недавно.

Большое значение в строении Филиппин принадлежит крупному левому сдвигу, пересекающему весь архипелаг в северо-северо-западном направлении, от севера Лусона до юга Минданао.

5.8.8.3. Впадина Южно-Китайского и Филиппинского морей

Впадина Южно-Китайского моря одна из наиболее обширных впадин окраинных морей тихоокеанской окраины Азии (рис.5-49). Ее северная часть отделяет Филиппинскую дугу от побережья Юго-Восточного Китая, а южная часть ограничена п-овом Малакка, о-вами Суматра и Калимантан (Борнео). Глубоководная котловина бассейна простирается в общем восточно-северо-восточном направлении, достигая глубин 3700–4400 м. Она подстилается корой океанского типа мощностью около 6 км, при мощности осадков в центре котловины менее 0,5 км и тепловом потоке, превышающем нормальный. Выявленные здесь линейные магнитные аномалии позволили установить, что котловина сформирована субмеридиональным спредингом в интервале 32–17 млн лет т.н., т.е. между ранним олигоценом и началом среднего миоцена (рис.5-50).

Со стороны континента глубоководный бассейн Южно-Китайского моря обрамляется обширным шель-

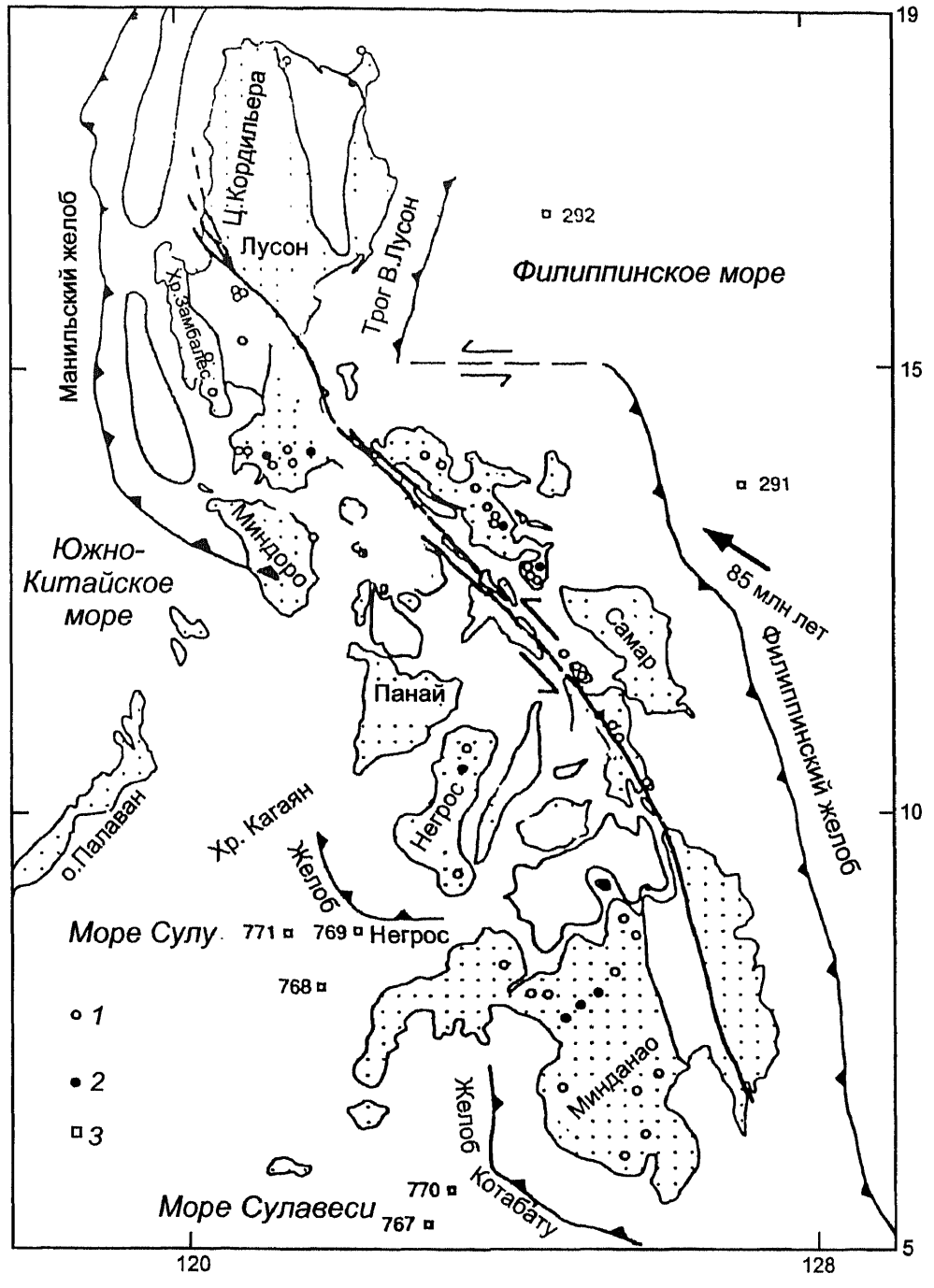


Рис. 5-48. Региональная карта Филиппин (по С.Д.Льюису)

Показывает размещение залежей нефти, хромитов и золота, а также неогеновых интрузий диоритов. *1* – вулканы, активные в историческую эпоху; *2* – четвертичные вулканы; *3* – скважины глубоководного бурения. Заштрихованы – основные осадочные бассейны

фом, на юго-западе объединяющим Индокитайский и Малаккский п-ова с Суматрой, Явой и Калимантаном и известным под названием *шельфа Сунда*. На севере этот шельф примыкает к побережью Юго-Восточного Китая, где он подстилается позднекиммерийским фундаментом и где в его пределах выделяется цепочка бассейнов, простирающаяся от о-ва Хайнань в направлении Тайваньского пролива и продолжающаяся в Во-

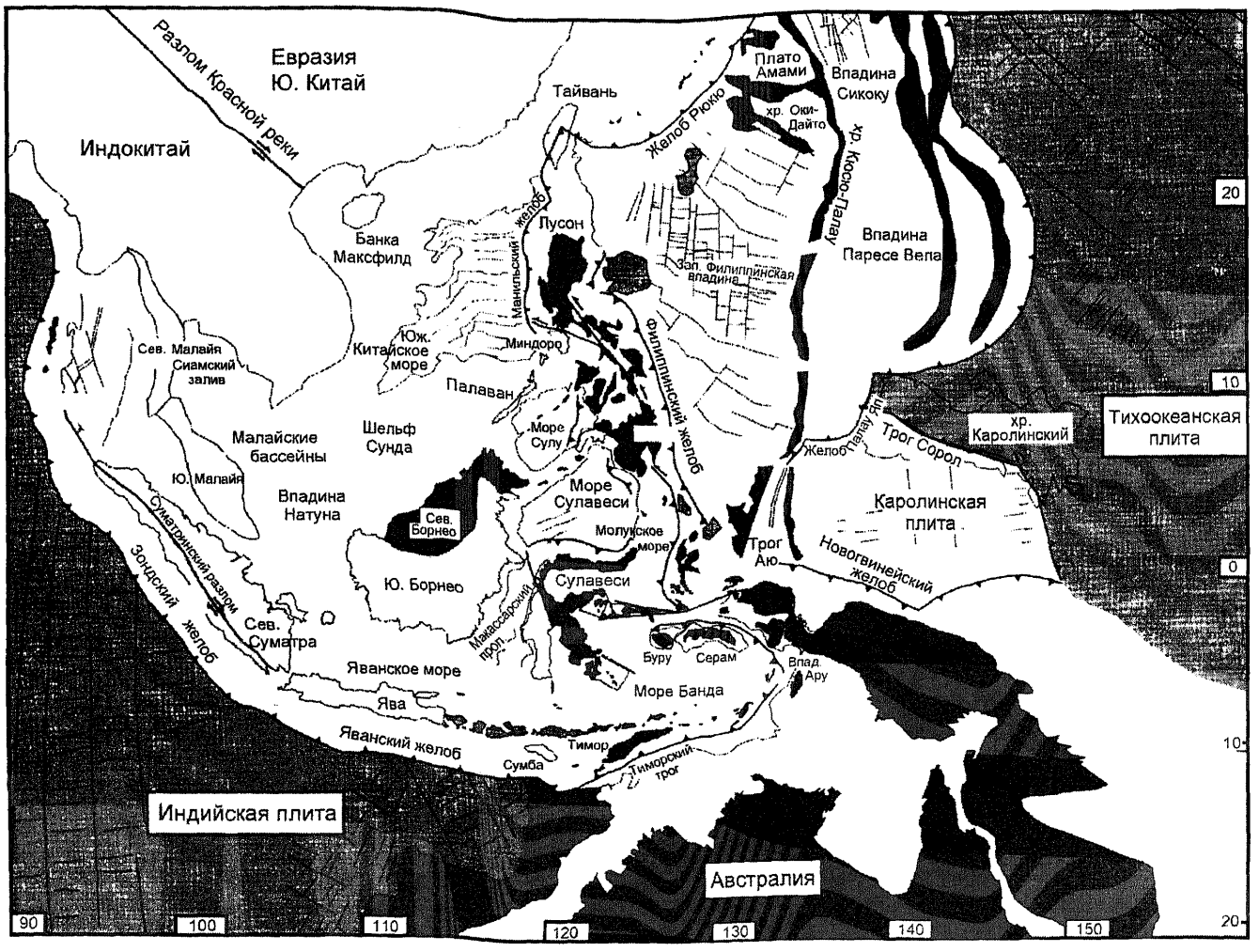


Рис. 5-49. Упрощенная современная тектоническая конфигурация Юго-Восточной Азии (по Р.Холлу)

Темным показаны в основном офиолиты, вулканические дуги и другие аккретированные образования, наросшие Евразию и Австралию в третичное время. Главные морские магнитные аномалии показаны схематично в Индийском и Тихом океанах, Южно-Китайском, Филиппинском и Каролинском морях. Двойными линиями обозначены активные оси спрединга. Тонкими линиями - батиметрические черты Филиппинской плиты и Каролинского хребта, контуры океанских частей Южно-Китайского, Сулавеси и Андаманского морей, глубоких частей моря Сулу и Макасарского пролива. Сложность структуры и рельефа морей Бисмарка и Соломонова не показаным

сточно-Китайское море (выше). Эти бассейны были заложены рифтингом в конце мела - начале палеогена, а в олигоцене рифтовая стадия сменилась стадией плавного погружения в направлении глубоководной котловины. На рифтовом уровне бассейны имеют большей частью асимметричный профиль и состоят из полуграбенов, ограниченных с юго-юго-востока листрическими сбросами. Грабены выполнены континентальными или прибрежно-морскими, а пострифтовый этаж сложен прибрежно- и мелководно-морскими, в основном песчано-глинистыми осадками. Глубина погружения фундамента, состоящего из гранитов и метаморфитов зеленосланцевой ступени, достигает 8–10 км. Накопление осадков на уровне эоцен-олигоценового и среднемиоцен-раннеплиоценового несогласий прерывалось излияниями базальтов.

Юго-западнее о-ва Хайнань в Южно-Китайское море с юго-восточным простиранием продолжается с суши в залив Бакбо (Тонкинский) *Ханойский прогиб*, образование этого прогиба связано с активностью левого сдвига Красной реки, начавшейся в олигоцене; до позднего миоцена он развивался в режиме транстенсии, которая затем сменилась транспрессией, приведшей к частичной инверсии ранее образованной «цвет-

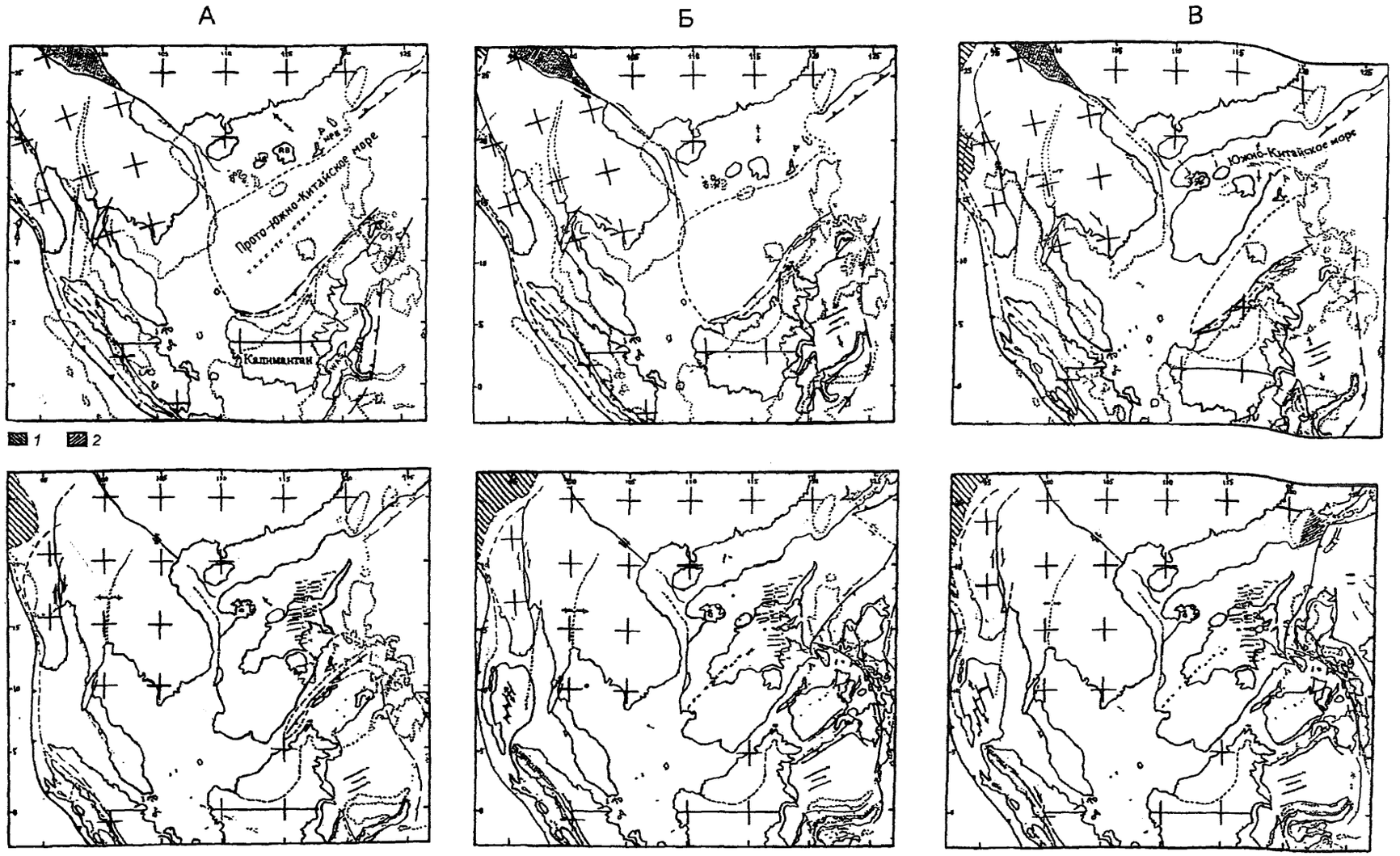


Рис. 5-50. Палинспастические реконструкции региона Южно-Китайского моря (по Т.-И.Ли и Л.А.Лоуверу)

А – палеоцен (60 млн лет) и эоцен (50 млн лет); *1* – Индийская плита; *2* – область, подвергающаяся сжатию; точечным пунктиром показаны контуры современной суши; Б – олигоцен (30 млн лет) и ранний миоцен (20 млн лет); В – поздний миоцен (10 млн лет) и плиоцен (5 млн лет); точками на верхней схеме показана новообразованная океанская кора на юге трога Окинава, на нижней схеме показано сближение Восточного Тайваня – части Северо-Лусонской дуги с Южно-Китайской континентальной окраиной. Эта коллизия привела к горообразованию на о-ве Тайвань

ковой» внутренней структуры. Бассейн выполнен в основном дельтовыми и мелководно-морскими терригенными отложениями, мощность которых достигает на юго-востоке 13 км. Далее прогиб срезается меридиональным линеаментом – правым сдвигом Хайнань-Сунда, простирающимся касательно к побережью Центрального Вьетнама и сопровождающимся с его стороны подводной грядой Тритон. Линеамент перекрыт на юге среднемиоценовой карбонатной платформой.

Вдоль побережья Юго-Восточного Вьетнама простирается *Меконгский прогиб*, представляющий важный нефтегазоносный бассейн. Его фундамент образован верхнеюрско-меловыми гранитами и вулканитами продолжения Восточно-Азиатского краевого вулкано-плутонического пояса, а чехол сложен олигоценовыми и более молодыми отложениями, в низах континентальными, выше – мелководно-морскими терригенными, подчиненно карбонатными. Не исключено, что в грабенах присутствуют осадки палеоцен-эоцена.

Параллельно Меконгскому прогибу, отделяясь подводной грядой, протягивается другой нефтегазоносный бассейн – *Южно-Контонский*, имеющий аналогичное строение. В обоих бассейнах над горстовыми поднятиями фундамента образовались пологие поднятия и в чехле; как те, так и другие служат ловушками для залежей углеводородов.

Оба только что названных бассейна находятся в торцовом сочленении с системой *бассейнов Сиамского залива*, начинающейся на суше в Таиланде и включающей Тайскую (Паттани), Малайскую и Пенью впадины. Она простирается параллельно структурам Малакки в северо-северо-западном направлении и отделяется от южновьетнамских бассейнов грядой того же простирания. Заложение Сиамской системы впадин произошло в эоцене на гетерогенном мезозойском фундаменте. Рифтовая фаза продолжалась до позднего олигоцена, сменившись пострифтовой, прерванной деформациями сжатия в позднем миоцене. Глубина погружения фундамента достигает на юге 12 км.

Еще одна система впадин простирается вдоль юго-восточного ограничения Южно-Китайского моря, представленного о-вами Калимантан и Палаван. Самой крупной из них является *Саравакская впадина*, наложенная на верхнемеловой–нижнепалеогеновый фундамент с участием офиолитов и выполненная мощной (до 10 км) толщей мелководно- и прибрежно-морских карбонатно-терригенных отложений. И эта впадина нефтегазоносна. Северо-восточнее, вдоль о-ва Палаван протягивается допозднемиоценовый, засыпанный осадками глубоководный желоб.

Юго-восточный внешний шельф Южно-Китайского моря, прилегающий к Северо-Палаванскому желобу, отвечает погребенной части того же эпикиммерийского микроконтинента, фундамент которого выступает в восточной зоне Филиппин, зоне Палаван-Миндоро.

По другую, восточную сторону Филиппинской дуги расположено не менее обширное, чем Южно-Китайское, окраинное *Филиппинское море* (см. рис.5-49), выделяемое в самостоятельную литосферную плиту, поскольку оно практически со всех сторон окаймлено зонами субдукции. Филиппинское море имеет ромбовидные контуры с длинной осью, простирающейся меридионально примерно на 4000 км и поперечником ~2000 км. На северо-западе бассейн ограничен желобами и зонами субдукции Рюкю (Нансей) и Нанкай, на юго-западе – Филиппинским желобом и его северным отмершим продолжением – желобом Квезон, на северо-востоке – желобами Идзу-Бонинским и Марианским, сопровождаемым с запада одноименными вулканическими дугами, а южнее – желобами Яп и Палау (Белау).

Меридиональная подводная гряда Кюсю-Палау, представляющая остаточную вулканическую дугу, разделяет Филиппинский бассейн на две котловины: Западную и Восточную. Западно-Филиппинская котловина очень глубокая, до 6 км, и подстилается тонкой, типично океанской корой (6–7 км). В средней части котловины выделяется Центральный хребет, осложненный рифтовой долиной(?), рассматриваемой как реликт оси спрединга, поскольку параллельно ей прослеживаются линейные магнитные аномалии. По ним возраст котловины определяется как палеоцен-эоценовый (60–37 млн лет), что подтверждается данными глубоководного бурения. В северном углу котловины в том же направлении, что и Центральный хребет, и магнитные аномалии, простирается подводный хребет Оки-Дайто, представляющий эоценовую и, возможно, более древнюю вулканическую дугу.

Ограничивающий Западно-Филиппинскую котловину подводный хребет Кюсю-Палау протягивается резко несогласно по отношению к внутренней структуре этой котловины, что явно указывает на его большую молодость. По данным бурения и драгирования, он сложен типично островодужными известково-щелочными вулканитами, датированными в 33–32 млн лет и перекрытыми осадками верхнего олигоцена – нижнего миоцена. Хребет увенчан конусами потухших вулканов.

К востоку от хр. Кюсю-Палау располагаются котловины Сикоку (северная) и Парссе-Вела (южная); глубина последней превышает 5 км, а в средней части прослеживается узкая рифтовая щель глубиной до 6900 м, представляющая, видимо, ископаемую ось спрединга. Ей параллельны линейные магнитные аномалии, по которым возраст котловины Паресе-Вела датируется как среднеолигоценовый–раннемиоценовый (30–18 млн лет); а котловины Сикоку – как миоценовый

(22–16 млн лет). Эти возрасты в общем подтверждены глубоководным бурением.

Котловина Сикоку ограничена с востока меридиональной *Идзу-Бонинской* (Огасавара) *вулканической дугой,* на севере находящейся в сложном тройном сочленении с юго-западным и северо-восточным сегментами Японской дуги. Сопровождающий Идзу-Бонинскую дугу с востока глубоководный желоб представляет прямое южное продолжение Японского, а с восточным окончанием Нанкайского сочленяется через короткий трансформный разлом, который севернее выходит на сочленение с зоной субдукции, уходящей под Северо-Восточную Японию и Сахалин со стороны Японского моря. Так что здесь, прямо к востоку от Токио, образовался сложный тектонический узел с высокой сейсмичностью. Идзу-Бонинская дуга возникла в среднем эоцене и, испытав три импульса вулканизма (P_2^{2-3}, P_3^3, N_2^2–Q), сохраняет активность доныне.

На своем южном продолжении Идзу-Бонинская дуга расщепляется на две – остаточную – Западно-Марианский хребет, и активную – собственно *Марианскую дугу*. Между ними возникает ограниченная сбросами Западно-Марианская котловина глубиной до 4 км. Вдоль оси котловины намечается рифт с проявлениями гидротермальной деятельности, а параллельно рифту – слабые магнитные аномалии миоценового и/или плиоценового возраста. Бурение на Западно-Марианском хребте вскрыло верхнемиоценовые островодужные вулканиты и показало, что вулканическая деятельность здесь прекратилась в конце миоцена, когда, очевидно, и произошло расщепление прото-Марианской дуги.

Марианская дуга зародилась еще в эоцене, а в миоцене и плиоцене–плейстоцене испытала повторные импульсы вулканизма, последний уже после отделения Западно-Марианского хребта. Дуга окаймляется самым глубоким в мире – 11022 м, Марианским желобом. Сейсмофокальная зона, выходящая в этот желоб, тоже одна из самых глубоких, достигая 680 км, т.е. границы нижней мантии. Она увеличивает свою крутизну с глубиной и с 300 км становится вертикальной. Аккреции вдоль дуги не происходит; приостровной склон желоба крутой, осложнен (как и внешний склон) сбросами и вдоль него выступает полный разрез океанской коры, прорванный серпентинитовыми диапирами. Выше по склону находится преддуговой прогиб, выполненный турбидитами.

На юге Марианский желоб плавно отклоняется к западу и против северного конца хр.Яп с одноименным островом торцово сочленяется с также одноименным желобом глубиной 8 км, находящимся на прямом продолжении рифта Паресе-Вела. Желоб Яп, подобно Марианскому, своим южным концом отклоняется к западу и затухает, кулисообразно подставляясь желобом Палау, сопряженным с одноименным архипелагом – южным окончанием хребта Кюсю-Палау. На о-вах Палау (Белау) выступают эоценовые вулканиты, несогласно перекрытые миоценовыми рифовыми известняками.

Южнее желоба Палау восточная граница Филиппинской плиты проходит вдоль прерывистого меридионального желоба, который может отвечать, скорее всего, трансформному разлому.

5.9. Кайнозойские рифтовые системы материковой Восточной Азии

Примечательной чертой новейшей тектонической истории Восточной Азии является образование и развитие крупных континентальных рифтовых систем. Одна из них – Байкальская, расположена в Сибири и Монголии, две других – Циркум-Ордосская и Восточно-Китайская – в Китае. Зарождение этих систем произошло не раньше эоцена и по крайней мере первых двух было связано с Индо-Евразийской коллизией.

5.9.1. Байкальская рифтовая система

Эта система простирается в общем северо-восточном направлении от южной оконечности Сибирского кратона в направлении Амурского залива Охотского моря (рис.5-51) и, по некоторым представлениям, о которых говорилось выше (см. раздел 5.8), Северо-Охотская рифтовая система может рассматриваться как ее дальнейшее восточное продолжение. Байкальская система занимает в общем структурном плане Азии пограничное положение между Сибирским кратоном и восточной частью Урало-Охотского подвижного пояса, но наложена в основном на образования последнего. Простирание ее центральной части северо-северо-восточное, но в своей восточной части оно становится северо-восточным, а к западу от оз. Байкал сначала широтным, а затем, испытывая резкий излом, меридиональным. В обоих направлениях происходит расщепление основного ствола системы, включающего оз. Байкал, на отдельные ветви. На юго-западе, в Монголии, система обрезается широтным Хангайским сдвигом. Как в своем общем простирании, так и в деталях своего строения система обнаруживает черты унаследованности от докайнозойского структурного плана.

Центральным звеном всей системы является сложный грабен озера Байкал, имеющий в длину 640, а в ширину до 80 км. Уровень воды в этом озере – 456 м, а дно опущено до 1620 м, что делает Байкал самым

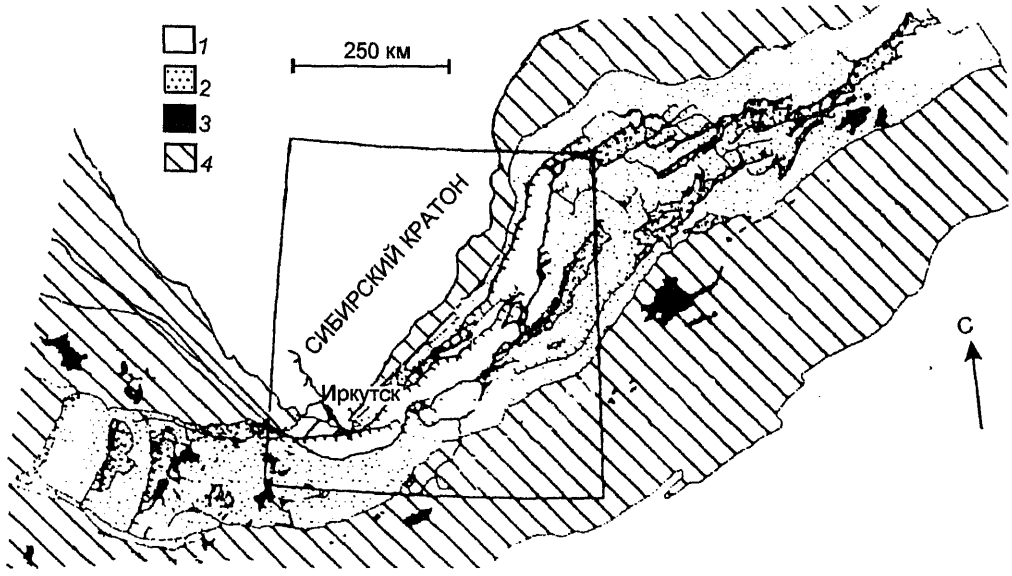


Рис. 5-51. Байкальская рифтовая система
1 – древний кратон; 2 – рифтовые грабены; 3 – молодые вулканиты; 4 – палеозойское складчатое обрамление Сибирского кратона

глубоким озером в мире. Байкальский грабен асимметричен, он обладает значительно более крутым западным бортом четко сбросового происхождения и более пологим восточным. К западному борту примыкают узкие горные хребты – Приморский и Байкальский, поднимающиеся до 2,5 км над уровнем моря; восточное горное ограничение более широкое, но не менее высокое. Байкальский грабен имеет достаточно сложное внутреннее строение и состоит из трех впадин, разделенных косо-поперечными поднятиями. Вдоль ограничивающих Байкал разломов отмечены не только сбросовые, но и левосдвиговые смещения, которые дали некоторые основания рассматривать впадину Байкала как бассейн сдвигово-раздвигового (pull-apart) типа. Сдвиговые смещения характерны и для других звеньев Байкальской системы. Поперечное растяжение, приведшее к образованию рифта, невелико – по некоторым данным, не более 10 км.

Байкальский грабен выполнен толщей осадков, достигающей, по сейсмическим данным, мощности 6–7 км. Половина этой мощности приходится на олигоцен – нижний плиоцен, свидетельствуя вместе с литологией осадков об относительно медленном погружении, а вторая половина отвечает верхнему плиоцену–квартеру, когда наступила основная фаза рифтинга, сопровождавшаяся подъемом плечей рифта.

Вся Байкальская рифтовая система высокосейсмична; очаги землетрясений лежат на глубине до 20 км. Сейсмические исследования показали, что мощность земной коры под Байкалом сокращена до 32–34 км против 42–46 км в обрамлении. Эту кору под Байкалом подстилает широкий астеносферный выступ со скоростями продольных волн 7,7 км/с против 8,1–8,2 км/с на периферии рифтовой системы. Астеносферный выступ (мантийный диапир), подобно самому Байкальскому грабену, резко асимметричен; его западный склон круто погружается под литосферу Сибирского кратона, а восточный, пологий, распространяется далеко за пределы собственно рифтовой системы.

Тепловой поток в районе Байкала, как и следовало ожидать над мантийным диапиром, резко повышенный – 75–120 m W/m^2 по сравнению с 38–42 m W/m^2 на Сибирской платформе и 40–60 m W/m^2 в ее складчатом обрамлении. Однако магматизм в самом Байкальском грабене проявлен относительно слабо; его проявления возрастают на восточном фланге системы (Тункинская впадина, Хамардабан). Изотопно-геохимическое изучение магматитов Хамардабана позволило А.Ф.Грачеву высказать предположение об активности здесь мантийного плюма, поднимающегося из пограничной области мантии и ядра. В целом магматическая активность в Байкальской рифтовой системе была повышен-

ной в первую фазу ее развития и стала угасать в районе самого Байкала во вторую, позднюю фазу.

5.9.2. Рифтовые системы Китайско-Корейской платформы

В пределах Китайско-Корейской древней платформы развиты две различающиеся по морфологии, истории, кинематике и, очевидно, происхождению крупные рифтовые системы, имеющие, впрочем, обе субмеридиональное простирание – западная, Циркум-Ордосская (по Е.Е.Милановскому), и восточная, Восточно-Китайская; их разделяет антеклиза Шаньси (рис.5-52).

Циркум-Ордосская система, как показывает ее название, развита по периферии Ордосского блока платформы. Ее основная ветвь, известная под названием Фэнвей, простирается вдоль западного края Ордоса от окаймляющего Циньлинский ороген крупного Северо-Циньлинского левого сдвига к северо-северо-востоку до хр. Яншань в окрестностях Пекина. Ее ширина достигает 80 км. Составляющие систему грабены расположены кулисообразно и построены относительно симметрично. Смещения по ограничивающим их разрывам носили не только сбросовый, но и сдвиговый характер, и в целом система представляет зону не только северо-западного – юго-восточного растяжения, но и северо-северо-восточного левосдвигового смещения (транстенсия).

Развитие подсистемы Фэнвей началось в позднем эоцене и продолжается до современной эпохи, о чем свидетельствует высокая сейсмичность. За это время в грабенах накопилось до 6–8 км континентальных обломочных отложений, причем распределение их мощностей показывает, что интенсивность рифтинга возрастала во времени.

Вторая подсистема Виркум-Ордосской системы дугообразно охватывает Ордосский блок с северо-запада; здесь амплитуда погружения рифтов достигает 10–12 км. Магматизм в Циркум-Ордосской системе проявлен незначительно.

Мощность земной коры под юго-восточной (Фэнвей) ветвью Циркум-Ордосской системы сокращена до 34–36 км, под северо-западной до 38–40 км против 44–46 км под Ордосом и Циньлинем. Но заметного подъема кровли астеносферы не наблюдается; он составляет всего 20 км.

Восточно-Китайская рифтовая система отличается значительно большей шириной, достигающей 300–450 км в средней части, а ее протяженность составляет ~1500 км. Она протягивается через Северо-Китайскую равнину, залив Бохай Желтого моря и долину р. Ляохэ на севере; ее восточным ограничением служит зона

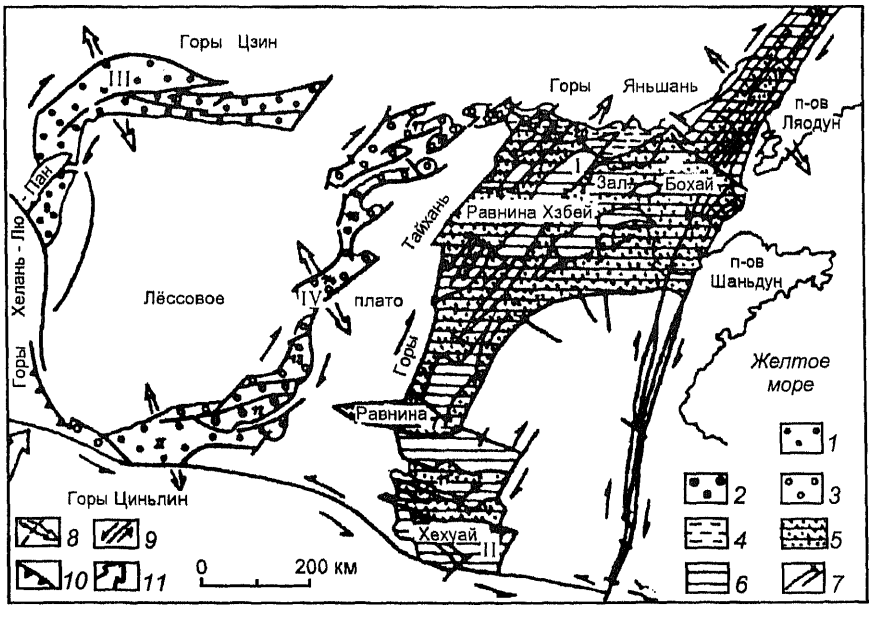


Рис. 5-52. Кайнозойские рифтовые системы Северо-Китайской платформы (из книги Е.Е.Милановского)

1 – грабены Западной группы рифтов, заложенные в позднем палеозое; *2* – то же, в миоцене; *3* – то же, в плиоцене; *4* – впадины четвертичного возраста; *5* – палеогеновые впадины восточной группы рифтов; *6* – палеогеновые горсты в ней; *7* – главные разломы; *8* – деформации растяжения; *9* – то же, сдвиги; *10* – то же, сжатия в зонах разломов; *11* – направление относительного смещения блоков. I – рифтовая система Северо-Китайского бассейна; II – рифтовая система Хехуай; III – рифтовая система Цзиньчуань-Хэтао; IV – рифтовая система Шаньси

сдвига Танлу, а на юге она, подобно подсистеме Фэнвей, срезается Северо-Циньлинским сдвигом.

В соответствии со своей большой шириной Восточно-Китайская рифтовая система обладает сложным внутренним устройством и относится к категории полирифтовых систем. Она состоит из серии односторонних грабенов, разделенных более узкими горстами. Ограничены они листрическими сбросами, которые на глубине 10–15 км, очевидно, сливаются в единую поверхность срыва (detachment), полого наклоненную к востоку. Таким образом, эта система развивалась по модели асимметричного рифтинга – простого сдвига Б.Вернике. И здесь разломы имеют сдвиговую составляющую, т.е. снова налицо транстенсия.

Развитие системы началось еще в раннем эоцене, но закончилось к миоцену, когда на ее месте начала формироваться более широкая и плоская Северо-Китайская синеклиза. Выполнение грабенов состоит в основном из континентальных обломочных, но местами с морскими прослоями отложений; их мощность достигает 10–12 км. В отличие от Циркум-Ордосской системы, вулканиты в разрезе играют заметную роль; они имеют толеит-базальтовый или щелочно-базальтовый состав.

Глубинное строение Восточно-Китайской системы характеризуется заметным утонением земной коры – до 28–32 км против 34–40 км по периферии, а кровля астеносферы поднимается до 80 и даже 60–45 км по сравнению со 100–150 км на окружающей территории, т.е. налицо проявление мантийного диапиризма. Система отличается весьма высокой сейсмической активностью.

Судя по времени начала и окончания рифтинга, его связь с Индо-Евразийской коллизией здесь не просматривается, и скорее речь может идти об отдаленном влиянии конвергенции Евразийской и Тихоокеанской литосферных плит (или их субплит).

Следует добавить, что бассейн Бохай один из самых богатых нефтегазоносных бассейнов Китая.

5.10. Основные этапы развития внеальпийской Азии

Формирование континентальной коры в пределах будущего Азиатского материка началось, как и на других материках, еще в глубоком *архее*. Но раннеархейские образования сохранились на поверхности только на Китайско-Корейском кратоне. Здесь же, а также на Сибирском кратоне (Анабар, Алдан) и на Омолонском массиве – вероятном отторженце последнего – известны среднеархейские образования. Все это в основном гнейсы ТТГ-типа, обычные для протоконтинентальной коры. Зеленокаменные пояса известны в Азии начиная со среднего (Шарыжалгай), но в основном в позднем архее, как на Сибирскои, так и на Китайско-Корейском кратоне, где они участвуют в строении довольно типичных гранит-зеленокаменных областей. Архейские породы входят также в состав фундамента Тарима и платформы Янцзы. Небольшие блоки архейской континентальной коры выступают в Урало-Охотском поясе на юге Казахстана и севере Киргизии, на северо-западе Монголии, в Буреинском-Цзямусы массиве. Все это дает основание полагать, что значительная северная часть Азии в конце архея вошла в состав первой Пангеи.

В *начале протерозоя* архейская континентальная кора, как и повсеместно, подверглась либо переработке, либо даже деструкции. Наиболее ярким проявлением раннепротерозойской переработки явилось образование гранулито-гнейсовых поясов в южном обрамлении Алданского щита – Становой пояс – и северном обрамлении Китайско-Корейского кратона – пояс Внутренней Монголии восточного Хэбея. Эти пояса имеют идентичное, в настоящее время широтное простирание и, возможно, представляют фрагменты первично единого пояса, расчлененные при образовании в неопротерозое Палеоазиатского океана. Подобные коллизионные зоны меньшей ширины, спаявшие блоки архейской коры, известны и в Анабарском щите. Новообразованные в раннем протерозое подвижные пояса наиболее четко представлены в Китайско-Корейском кратоне, в его центральной части и на крайней северо-восточной периферии (пояс Мачхоллен), а также на северо-восточной, западной и южной периферии Сибирского кратона. В других, менее крупных блоках докембрийской коры, включая платформу Янцзы, Тарим, Индосинийский и Синобирманский массивы, установлено присутствие зон раннепротерозойского корообразования, но идентификация и оконтуривание структур соответствующего времени оказываются невозможными в силу фрагментарности выходов пород этого возраста. Очевидно во всяком случае, что тектоно-магматические процессы конца раннего протерзоя не только компенсировали деструкцию континентальной коры в начале этого эона, но и, возможно, нарастили ее в южном и восточном (в современных координатах) направлении. И, аналогично концу архея, этот массив континентальной коры мог войти в состав новой, эпираннепротерозойской Пангеи.

На участках развития эпиархейской континентальной коры, остававшихся стабильными в раннем протерозое, формировались уже структуры, характерные для платформенных или переходных к платформенным условий. Уникальным примером первых служит Удоканская синеклиза в пределах Алдано-Станового щита. Более широко распространенными являются структу-

ры типа протоавлакогенов. Они известны на юге Китайско-Корейской платформы, на западе и севере платформы Янцзы, на северо-востоке (Куруктаг) Тарима. Для них характерно интенсивное проявление основного вулканизма.

К началу *среднего протерозоя* (ранний и средний рифей российской стратиграфической шкалы) кратонизация Сибирской и Китайско-Корейской платформы и большей части площади Тарима была уже завершена, причем в Сибири это произошло раньше, уже к 1,9 млрд лет т.н., а в Китае позднее, к 1,8–1,7 млрд лет т.н. В Сибири кратонизации предшествовал довольно широко проявленный гранулитовый метаморфизм, повторный по отношению к архейскому, а в Китае кратонизация сопровождалась такими характерными для нее магматическими процессами, как образование роев долеритовых даек и плутонов гранитов рапакиви.

Новообразованные кратоны в среднем протерозое стали ареной рифтообразования. Этот процесс широко затронул как Сибирскую, так и Китайско-Корейскую платформу; в последней он, в частности, положил начало образованию крупного Яншанского авлакогена, продолжавшего развиваться до середины позднего рифея включительно. На северо-востоке Тарима рифейский авлакоген был унаследован от раннего протерозоя.

Процессы рифтинга с частичной деструкцией континентальной коры получили еще более мощное выражение в пределах будущего Урало-Охотского подвижного пояса, наглядно представленное в Центральном Казахстане, Алтае-Саянской области и Северной Монголии. Здесь выделяется два типа рифтов-авлакогенов – одни из них отличаются интенсивным проявлением бимодального магматизма, другие являются практически амагматичными. Нельзя считать исключенным, судя по новейшим данным по Енисейкому кряжу, где обнаружены предположительно среднерифейские офиолиты, что на западной периферии Сибирского кратона в это время деструкция континентальной коры могла достигнуть стадии спрединга. На юге того же кратона об этом может свидетельствовать раннерифейский Акитканский вулкано-плутонический пояс краевого типа. Но большинство, если не все среднепротерозойские рифты будущего Урало-Охотского пояса испытали замыкание и инверсию в конце этого эона.

На площади к югу от Китайско-Корейского и Таримского кратонов в среднем протерозое и начале позднего протерозоя восстановились условия высокой тектонической подвижности и активной магматической деятельности. Это касается прежде всего платформы Янцзы, которая претерпела кратонизацию в цзиннянскую эпоху, ~850 млн лет т.н. Таким образом, центрально- и южноазиатский регион мог войти в состав нового суперконтинента – Родинии, лишь с этого времени, между тем как основной эпохой его становления была гренвильская, около 1 млрд лет т.н., широко проявленная, в частности, в Центральном Казахстане, где Ю.А.Зайцев выделил ее под названием исседонской.

В *позднем протерозое* Сибирская, Китайско-Корейская и Таримская платформы продолжали переживать авлакогенную стадию развития. Но между Сибирским континентом, с одной стороны, Восточно-Европейским (Балтикой), Таримским и Китайско-Корейским, с другой, со второй половины позднего рифея (если не раньше) начал раскрываться Палеоазиатский океан, о чем свидетельствуют офиолиты Енисейского кряжа, Восточного Саяна, Северо-Западной Монголии, Байкальской горной страны, Забайкалья и глаукофановые сланцы северо-западного Тарима. Примерно одновременно началось и раскрытие Протопацифика, судя по присутствию офиолитов того же или даже более древнего (1,1–0,9 млрд лет) возраста в Юго-Восточном Китае, на окраине платформы Янцзы. Этот бассейн, очевидно, типа окраинного моря (или красноморского типа) замкнулся уже в середине позднего рифея (850 млн лет т.н.), вследствие столкновения с континентом прото-Янцзы более юго-восточного континента или микроконтинента. А офиолиты Северного Таймыра, вероятно, образовались в переходной области от Палеоазиатского океана к Палеопацифику. Довольно скоро, не позднее венда, близ окраины Сибирского континента возникли эксиматические вулканические дуги. В начале венда произошло их столкновение с краем континента, в котором могли участвовать и глыбы континентальной коры, отколовшиеся от последнего при заложении рифейского океанского бассейна. Это событие представляет собой главную фазу байкальского орогенеза. Оно привело к формированию по юго-западной и южной периферии Сибирской платформы (в современных координатах, Сибирь тогда имела совсем иную ориентировку) цепи складчато-надвиговых горных сооружений, включавшей Енисейский кряж, Восточный Саян, север Байкальской горной страны и окаймлявшейся со стороны юго-западного края платформы передовыми прогибами, заполнявшимися вендской молассой. Следствием этого же явилось образование в юго-западной части платформы в кембрии огромного солеродного бассейна, отделенного от открытого моря, простиравшегося на северо-востоке, барьерным рифом, протягивавшимся от Анабарского массива к Алданскому щиту, к этому времени примкнувшему к основному телу Сибирского кратона (рис. 5-53).

К позднему рифею относится и зарождение Тетиса, точнее, Прототетиса, о чем свидетельствуют офиолиты Куньлуня и северной зоны Циньлиня, а также

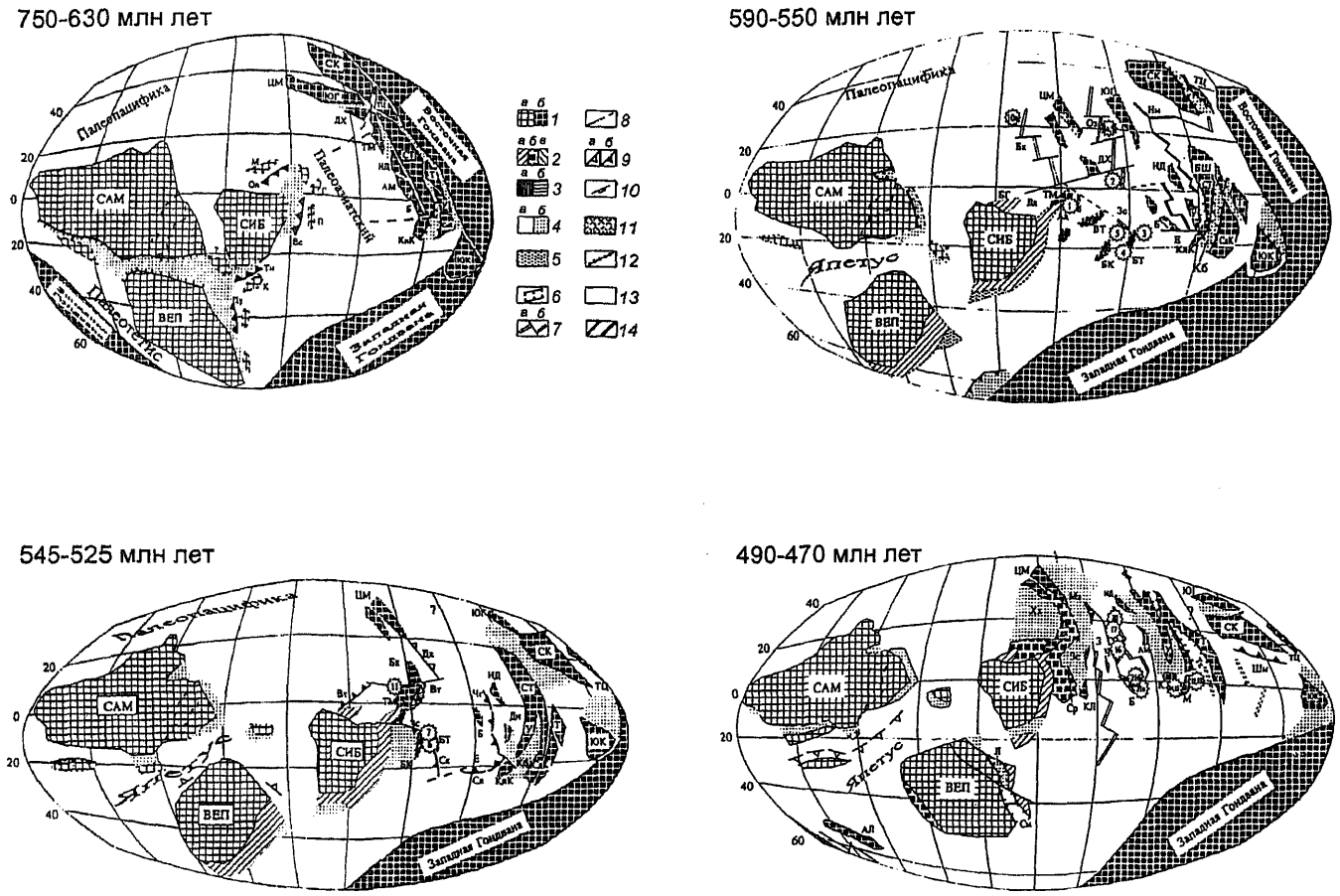


Рис. 5-53. Геодинамические реконструкции Палеоазиатского океана по палеомагнитным данным (по А.Н.Диденко)

1 – рифейские континенты, микроконтиненты и блоки: *а* – Балтийско-Сибирского, *б* – Гондванского ряда; *2* – аккреционные зоны, возникшие: *а* – в конце рифея, *б* – на границе среднего–позднего кембрия, *в* – среднего–позднего ордовика; *3* – континентальные массивы, сформировавшиеся: *а* – в начале девона, *б* – позднем палеозое; *4* – бассейны с корой: *а* – океанической, *б* – переходного типа; *5* – остаточные и наложенные флишоидные прогибы; *6* – рифтогенные структуры; *7* – простирания: *а* – осей спрединга, *б* – роев диабазовых даек неясного генезиса; *8* – трансформные разломы и сдвиги; *9* – вулканические дуги: *а* – отмирающие, *б* – активные с направлением зон субдукции; *10* – окраинно-континентальные пологие зоны субдукции; *11* – наземные краевые вулканические пояса; *12* – офиолитовые швы (сутуры); *13* – блоки с неизвестным фундаментом; *14* – зоны складчатости, возникшие на рубеже девона и карбона. Звездочка указывает реконструированное положение изученного объекта. Букавами указаны: *палеоконтиненты:* СИБ – Сибирский, САМ – Северо-Американский (Лаврентия), ВЕП – Восточно-Европейский (Балтия); *сибирские «клыбы»:* М – Муйская, Г – Гарганская, К – Карская, П – Протеросаян; *гондванские блоки:* СК – Северо-Китайский, ТЦ – Тибет-Цайдамский, Т – Таримский, СдК – Сырдарьинско-Каракумский, ЮК – Южно-Китайский, ЦМ – Центрально-Монгольский, ЮГ – Южно-Гобийский, Дх – Дзабханский, ТМ – Тувино-Монгольский, ИД – Илийско-Джунгарский, СТ – Северо-Тяньшанский, АМ – Актау-Моинтинский, У – Улутауский, Б – Бощекульский, КлК – Кулундинско-Кокчетавский; *микроконтиненты (массивы) и блоки:* Бг – Баргузинский, ВТ – Восточно-Тувинский, Бт – Баратальский, БК – Батеневский кряж, Бш – Бейшаньский, Кл – Кулундинский, К – Кокчетавский, М – Мугоджарский, Кк – Каракумский, Ал – Авалонский, ХБ – Хингано-Буреинский, Гб – Гиперборейский, Ц – Цайдамский, СТ – Северо-Тибетский, Д – Джунгарский, И – Илийский, ТЦ – Тибет-Цайдамский, Кк – Каракумский, Сд – Сырдарьинский; *вулканические дуги:* Ол – Олокитская, ЕС – Енисейско-Саянская, Тм – Таймырская, ПУ – полярно-Уральская, Б – Бощекульская, ВД – Витимо-Джидинская, ДХ – Дариби-Хархиринская, ВТ – Восточно-Тувинская, ЗС – Западно-Саянская, СК – Салаирско-Кузнецкая, Сл – Селетинская, Ч – Чингизская, Ср – Салаирская, ШМ – Шар-Мурэнская, БА – Байдаулет-Акбастауская, Сп – Степнякская, Ут – Уралтауская (Губерлинская), Хх – Хаирханская, С – Саурская, Мг – Магнитогорская; Тв – Таванская; *бассейны (океанические котловины) и прогибы:* НМ – Ней-Монгольский, Оз – Озерной зоны, Бх – Баянхонгорский, Дд – Джидинский, Ад – Агардагский, ЗС – Западно-Саянский, Е – Ерементауский, КБ – Каратау-Байконурский, Кт – Куругтагский, ДН – Джалаир-Найманский, ХХ – Хангай-Хэнтэйский, МА – Монгольского Алтая, З – Зайсанский, ДН – Джалаир-Найманский, Бш – Бейшаньский, Тк – Туркестанский, Л – Лемвинский, См – Сакмарский, ГА – Гоби-Алтайский, АЧ – Ануйско-Чуйский, А – Агадырский, Цл – Циньлинский, МО – Монголо-Охотский, ЮМ – Южно-Монгольский, Г – Гиссарский, СП – Северо-Памирский, ВКл – Восточно-Куньлуньский, ВМ – Внутренне-Монгольский

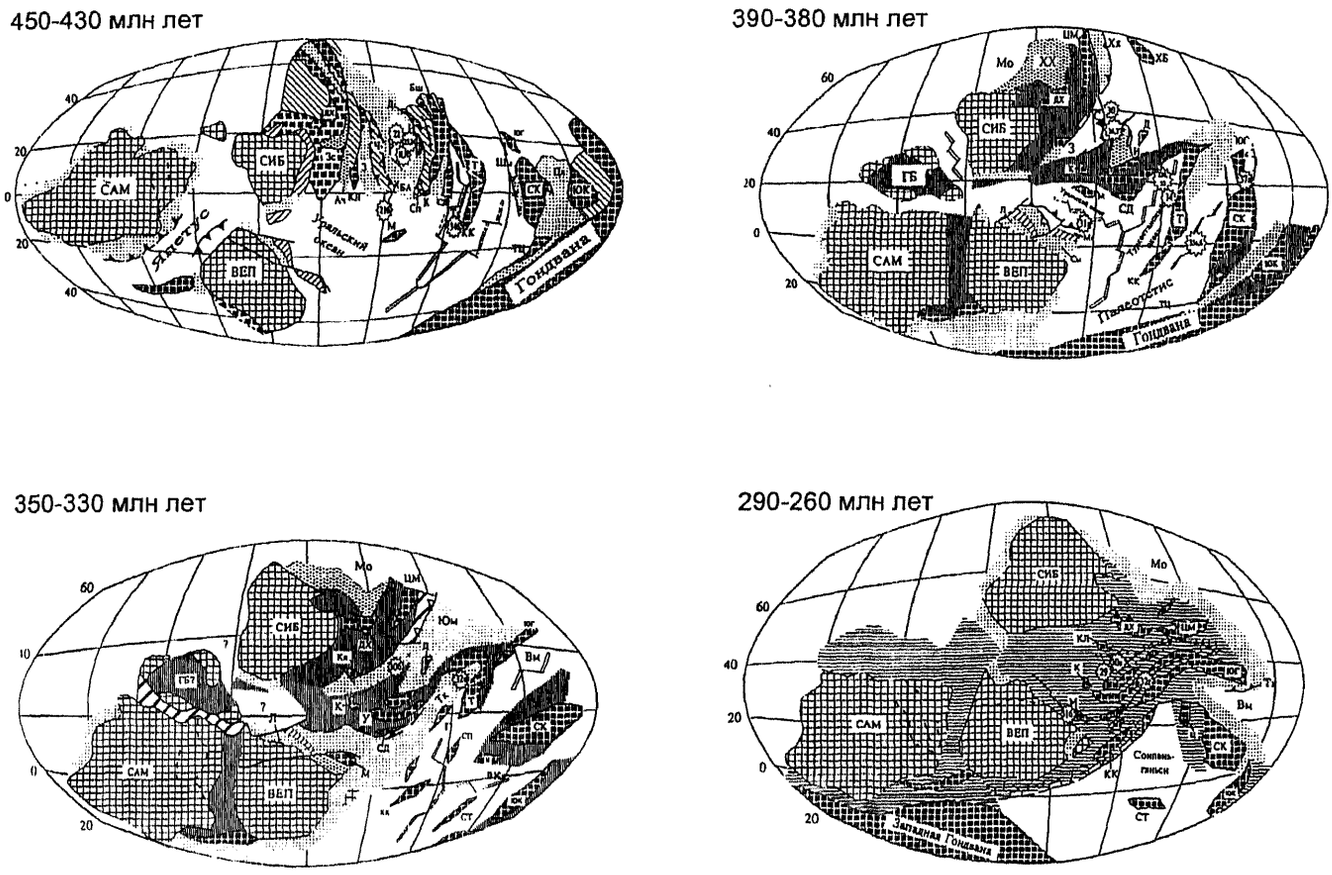


Рис. 5-53 (окончание)

Вьетлаосской системы Индокитая – соединительного звена между Прототетисом и Протопацификом.

Аналогичные события произошли в ту же эпоху и в центральной зоне Таймыра, где вендская моласса залегает с резким несогласием на верхнерифейских офиолитах и островодужных вулканитах.

К западу и югу от полосы байкальских деформаций окраины Сибирского континента в *венде* и первой половине *кембрия* тектоническое развитие пошло в противоположном направлении – в направлении интенсивной деструкции континентальной коры и заложения бассейнов с корой океанского типа. Этот процесс проявился в центральной и западной частях Алтае-Саянской области, в прилегающей северо-западной Монголии, в восточной половине Центрального Казахстана, в Тянь-Шане. Таким образом возник Палеоазиатский океанский бассейн значительной ширины (3–4 тыс. км по данным АН.Диденко), среди которого существовало некоторое число микроконтинентов – обломков Родинии. В пределах разделявших последние простанств с океанской корой уже в начале кембрия возникли энсиматические вулканические дуги. Общая ориентировка этих дуг и всего океана, по палеомагнитным данным, была меридиональной и располагались они в экваториальной области.

Венд-раннекембрийские офиолиты выступают и на крайнем юго-востоке Урало-Охотского пояса, в зоне каледонид Ондур-Сум, пограничной с Китайско-Корейским кратоном. Спрединг в венде – раннем кембрии проявился и в Циляньшане, занимавшем промежуточное положение между Палеоазиатским океаном и Палеотетисом. В кембрии здесь также появились энсиматические вулканические дуги, просуществовавшие до силура. Офиолиты вендского возраста (580 млн лет)

известны и в Японии, указывая на дальнейшее развитие Палеопацифика. Их присутствие вероятно и во Вьетлаосской системе.

К началу среднего кембрия многие дуги, располагавшиеся в Алтае-Саянской области и северо-западной Монголии, столкнулись с прилегающими микроконтинентами – Сангиленским, Гаргано-Хамардабанским, Центрально-Монгольским, с обдукцией офиолитов на края этих микроконтинентов и поднятием последних. Это привело к заполнению тыльнодуговых и междуговых прогибов мощной толщей обломочных осадков так называемой горноалтайской серии и сопровождалось внедрением плутонов гранитоидов. Данная эпоха диастрофизма получила название салаирской; она продолжалась до начала ордовика и в общем соответствует грампианской эпохе Британских и финнмаркской – Скандинавских каледонид.

Между тем в более западных и южных районах Урало-Охотского пояса спрединг продолжался и в *ордовике* (см. рис.5-53). Более того, в начале ордовика, в арениге, произошло раскрытие субширотного Уральского океана, точнее, окраинного моря Палеоазиатского океана. К ордовику относится также начало спрединга в осевой зоне Урало-Охотского пояса – Обь-Зайсанской, и в ее южномонгольском и дунбэйском продолжении. Можно предполагать, что аналогичный процесс имел место в полосе хребта Черского, положив начало полному обособлению Сибирского континента с его верхояно-колымским шельфом и отделению от него Колымо-Омолонского микроконтинента. Ордовикский возраст имеют наиболее древние (из известных) офиолиты на западе Корякии; они принадлежат уже, очевидно, ложу Палеопацифика к востоку от Колымо-Омолонского микроконтинента.

В позднем ордовике важные события произошли в Центральном Казахстане и Северном Тянь-Шане. Они выразились в столкновении вулканических дуг и микроконтинентов; в частности, столкновение континентальных блоков Северного и Срединного Тянь-Шаня привело в закрытию Киргизско-Терскейского бассейна с океанской корой и к обдукции офиолитов на эти блоки. Все эти процессы сопровождались интенсивными деформациями и широко проявленным гранитообразованием. Они привели в итоге к тому, что блоки более древней континентальной коры оказались спаянными в крупный континентальный массив, известный в литературе под названием Казахстания.

Однако спрединг продолжался или возобновился в *силуре* к западу (Урал), югу (Тянь-Шань, Джунгария) и востоку от Казахстании, сопровождаясь субдукцией и образованием аккреционных призм по ее периферии.

Новое и притом резкое усиление процессов конвергенции литосферных плит и блоков произошло в конце силура – начале *девона* и означало кульминацию каледонского орогенеза в Урало-Охотском поясе. По южной и юго-восточной периферии Казахстана возник мощный девонский краевой вулкано-плутонический пояс андского типа. Такие же пояса несколько позднее образовались по обе стороны Обь-Зайсанского бассейна, просуществовав до раннего карбона включительно. К югу от Центрально-Казахстанского пояса обособился остаточный Джунгаро-Балхашский бассейн, заполнявшийся терригенными осадками. Каледонский орогенез интенсивно проявился и на всей площади Алтае-Саянской области и северо-запада Монголии, по существу, положив начало становлению ее современной структуры и затронув, особенно в форме гранитоидного магматизма, и зоны, ранее пережившие салаирский и байкальский диастрофизм, и достигнув окраин Сибирского кратона.

На южной периферии Палеоазиатского океана, в промежутке между Таримом и Китайско-Корейским кратоном, с каледонским орогенезом связано образование складчато-надвигового горного сооружения Циляньшаня, спаявшее в одно целое эти два континентальных блока. Еще одним районом активного проявления каледонского орогенеза явилась юго-восточная окраина Китая – Катазиатская система; каледониды нарастили здесь платформу Янцзы. Как и повсеместно, каледонские поднятия сопровождались здесь накоплением по их периферии обломочных красноцветов типа классического олдреда Европы.

В области Палеотетиса в силуре произошло и в девоне продолжалось новообразование Зеравшанского «палеоокеана» в Южном Тянь-Шане и аналогичные бассейны возникли в южных зонах Куньлуня и Циньлиня. К тому же времени относится образование Юньнань-Малайской ветви Палеотетиса, отделившей Синобирманию от Индосинии.

Девонская активизация тектоно-магматических процессов отозвалась и на развитии древних платформ – Сибирской и Китайско-Корейской. До этого времени, начиная с позднего венда, обе платформы развивались в довольно спокойном тектоническом режиме – в Сибири шло практически непрерывное накопление мелководно-морских терригенно-карбонатных отложений, в первой половине кембрия со значительным участием эвапоритов, в Китае подобные осадки накапливались лишь до начала позднего ордовика, а затем почти вся платформа, кроме ее северокорейского участка, испытала осушение, впрочем не сопровождавшееся образованием горного рельефа. На Тариме и платформе Янцзы опускания в раннем и среднем палеозое не прерывались, а кембрий–силур Янцзы представлен исключительно шельфовыми карбонатами.

Но в среднем – позднем девоне в восточной половине Сибирского кратона, включая его верхоянскую

периферию, широко проявились процессы рифтинга, сопровождаемые мощной вспышкой щелочно-базальтоидного магматизма. Наиболее крупным из новообразованных рифтов явился Вилюйский, на основе которого позже возникла одноименная синеклиза. Этот рифт в определенной степени унаследовал в своем простирании шов, вдоль которого ранее замкнулся Уринский авлакоген и к оснвной части кратона примкнул Алдано-Становой мегаблок. К девону относится основная эпоха внедрения кимберлитов на востоке кратона.

Юго-западная же часть Сибирской платформы в девоне и раннем карбоне была затронута деформациями сжатия, связанными с процессами коллизии, происходившими южнее и выразившимися, в частности, в завершении формирования Ангаро-Витимского батолита.

В примкнувшей с юго-запада к Сибирской платформе Алтае-Саянской области с девона, после мощной вспышки щелочно-базальтоидного в основном вулканизма, заложились две крупные межгорные впадины – Кузнецкая и Минусинская, в дальнейшем развивавшиеся в течение позднего палеозоя с превращением первого в крупнейший угленосный бассейн, и частично возобновившие свое погружение в юре. Наряду с этими впадинами, в девоне в Алтае-Саянской области возникли рифтогенные прогибы, в частности Анюйско-Чуйский.

В середине девона прекращается расширение Уральского, Туркестанского и Зеравшанского «океанов», а кора первых двух испытывает субдукцию под западный и южный (в современных координатах) края Казахстано-Киргизского континента с образованием краевых вулкано-плутонических поясов – Валерьяновского на восточном склоне Урала, Кураминского в Тянь-Шане. Магнитогорская вулканическая дуга испытывает столкновение с окраиной Восточно-Европейского континента, а перед ней в фамене–турне возникает относительно глубоководный Зилаирский бассейн с накоплением одноименной флишевой формации.

В Центральном Казахстане и Алтае-Саянской области в среднем девоне относительно локально проявляются деформации сжатия, получившие во второй из этих областей название «тельбесской фазы». Фаза эта, очевидно, отвечает акадскому орогенезу Северной Америки. Импульс сжатия сменился импульсом растяжения с образованием рифтовых впадин в тылу вулкано-плутонического пояса, продолжавших развиваться и в *раннем карбоне*, заполняясь черносланцевой формацией, в то время как сам континент представлял карбонатную платформу.

В середине раннего карбона на юго-востоке Центрального Казахстана возникает новый краевой вулкано-плутонический пояс, заполнявшийся в позднем палеозое мелководными туфогенно-обломочными осадками. А в пределах Казахстанского континента в позднем палеозое образуются довольно крупные Тенизская и Джезказганская впадины с накоплением мощных обломочных толщ. Восточнее в среднем карбоне обособляется широтный Карагандинский угленосный бассейн.

В *среднем карбоне* начался новый, заключительный для большей части Урало-Охотского пояса этап развития, знаменовавшийся коллизией существовавших в его пределах континентальных блоков с обрамляющими пояс континентами. Первые, относительно слабые деформации сжатия в Джунгаро-Балхашском бассейне и Южном Тянь-Шане проявились уже в визейское и предбашкирское время, но главный перелом наступил позднее. На Урале это произошло в башкирское время и выразилось в шарьировании на окраину Восточно-Европейской платформы отложений ее бывшего континентального склона и подножья, а также офиолитов и островодужных вулканитов Магнитогорской дуги. На раннеорогенной стадии, в среднем–позднем карбоне перед фронтом этих покровов и на краю платформы накапливались отложения типа флиша или нижней молассы и лишь в конце карбона здесь сформировался типичный передовой прогиб, заполнявшийся грубой пермской и нижнетриасовой молассой. Тогда же образования восточной части Магнитогорской зоны были надвинуты на Восточно-Уральское поднятие, что может рассматриваться как ретрошарьяж, если только эта зона, как отмечалось выше, не представляет собой аллохтонную синформу. Так или иначе, обдукция офиолитов спровоцировала ремобилизацию континентальной коры Восточно-Уральской зоны, положившую начало становлению «Гранитной оси Урала», продолжавшемуся в течение всей перми.

В Тянь-Шане на раннеорогенной стадии в раннем–среднем карбоне была сформирована мощная флишево-олистостромовая толща с огромными олистоплаками среднепалеозойских карбонатов, переходящими в гравитационные покровы и происходящими с карбонатной платформы Алайского микроконтинента. Перемещение покровов в северной, Букантау-Кокшаальской зоне было направлено к югу, в направлении Алайского микроконтинента, а на востоке – Таримского континента. В южной, Нуратау-Алайской зоне, покровы перемещались к северу, опять же в направлении Алайского микроконтинента. Эта зона имела своим восточным продолжением северную зону Северного Памира, а в ее тылу за счет деструкции северного края Каракумо-Таджикского микроконтинента в раннем карбоне раскрылся, а в среднем карбоне замкнулся Южно-Гиссарский бассейн с океанской корой, представленной офиолитами. Субдукция коры этого бассейна к югу привела к формированию краевого вулка-

но-плутонического пояса с крупным Гиссарским батолитом. Орогенез в Тянь-Шане достиг своей кульминации в *перми*, сопровождаясь гранитообразованием, а по северной периферии – развитием вулкано-плутонического пояса, наследующего девонский.

В позднем палеозое структуры Тянь-Шаня рассек Таласо-Ферганский правый сдвиг северо-западного простирания. Восточнее аналогичный джунгарский сдвиг отделил тяньшанские структуры от джунгарских. Последние были также созданы герцинским орогенезом, а в треугольнике, образованном Джунгарскими хребтами, в конце перми, скорее всего, на раздробленном докембрийском основании образовалась межгорная впадина, заполненная в мезозое и кайнозое огромной (>15 км) толщей континентальных отложений.

Еще один крупный правый сдвиг – Гоби-Алтайский, отделил джунгарские структуры от Южно-Монгольской системы того же позднегерцинского возраста. Эта система, как указывалось выше, представляет среднее звено осевого бассейна Палеоазиатского океана – Зайсан-Гобийского, севернее сменяющееся Иртыш-Зайсанской, а восточнее – Гоби-Хинганской системой. Герцинский орогенез и здесь начался в среднем карбоне. Однако ему предшествовала довольно сложная история с перескоком зон спрединга в южном направлении от ордовика до раннего карбона, образованием энсиалических и энсиматических вулканических дуг и вулкано-плутонических поясов на окраинах микроконтинентов, разделявших спрединговые бассейны (см. раздел 5.5.4.4.).

Морские условия, вначале глубоководные, сохранились в крайней юго-восточной части Урало-Охотского пояса до конца перми. Весьма знаменательно появление здесь тетической фауны фузулинид, очевидно проникшей с востока через Янбинский пролив между Ханкайским массивом и Китайско-Корейской платформой. Весьма вероятна связь этого бассейна с морями северо-западной части Тихоокеанского пояса, где в перми господствовала обстановка открытых морей. Но в зоне Акийоси Юго-Западной Японии проявилась та же фаза деформаций и поднятий на рубеже перми и триаса, которая положила конец погружениям на юго-востоке Урало-Охотского пояса.

Дольше всего существовал морской бассейн в Монголо-Охотской системе. Этот бассейн зародился в начале девона в теле Центрально-Монгольского микроконтинента и испытал спрединг в девоне–карбоне, судя по присутствию офиолитов этого возраста в Восточном Забайкалье. Восточный сегмент пояса – Монголо-Западнозабайкальский, замкнулся в ранней перми вследствие коллизии Керулен-Аргунского микроконтинента – продолжения Центрально-Монгольского – с южным краем Сибири – Малханско-Яблоновой зоной. В Восточном Забайкалье это произошло значительно позднее, в конце средней юры, а еще восточнее, в Амуро-Охотском сегменте, вероятно, лишь в конце юры. По мере распространения коллизии с запада на восток, Монголо-Охотский бассейн все больше превращался в залив Тихого океана. Его кора испытывала субдукцию к северу под Малханско-Яблоновую зону и Алдано-Становой щит и к югу – под Буреинский микроконтинент, с чем связано образование по их периферии краевых вулкано-плутонических поясов, а осадочное выполнение бассейна испытывало деформации, интенсивность которых возрастает к востоку, сопровождаясь здесь зеленосланцевым метаморфизмом, а в Забайкалье широкое распространение получили позднеюрские гранитоиды большого металлогенического значения.

Таким образом, основная часть Палеоазиатского океана и порожденного им Урало-Охотского подвижного пояса завершила свое акватное развитие с проявлением спрединга, субдукции и сопутствующего ей магматизма к среднему карбону и орогенезом в конце палеозоя или самом начале мезозоя и лишь оба окончания последнего – Пайхойско-Новоземельское и Монголо-Охотское (восточная часть) – в середине мезозоя.

В области Палеотетиса возраст заключительного орогенеза омолаживается уже до раннекиммерийского–индосинийского, поскольку во всей полосе от южной зоны Северного Памира до южных склонов Куньлуня и Циньлиня и далее, включая треугольник Сунпан-Ганцзы, пермь и триас образуют единую флишевую или флишоидную терригенную формацию, деформированную, слабо метаморфизованную и прорванную гранитоидами в конце триаса – начале юры. Отложения этой формации были шарьированы на северный край платформы Янцзы со стороны Циньлиня и на восточный край той же платформы в хр.Лунмэншань. Индосинийский орогенез привел и к окончательному объединению Индосинийского массива с платформой Янцзы и этого же массива с Синобирманией, хотя в обоих случаях можно предполагать несколько более раннее начало коллизионных процессов. С поглощением коры Юньнань-Малайской ветви Палеотетиса было связано образование вулканических поясов на периферии Синобирманского и Индосинийского массивов, а затем становление пояса оловоносных гранитоидов восточной окраины Синобирмании.

С описанными событиями связана коренная перестройка общего плана структуры значительной части Азиатского материка (рис.5-54). С закрытием Палеотетиса к Евразийской плите примкнули Северный Тибет (Цзянтан), кратон Янцзы, Синобирманский и Индосинийский массивы и промежуточные между ними континентальные блоки. Но одновременно южнее и

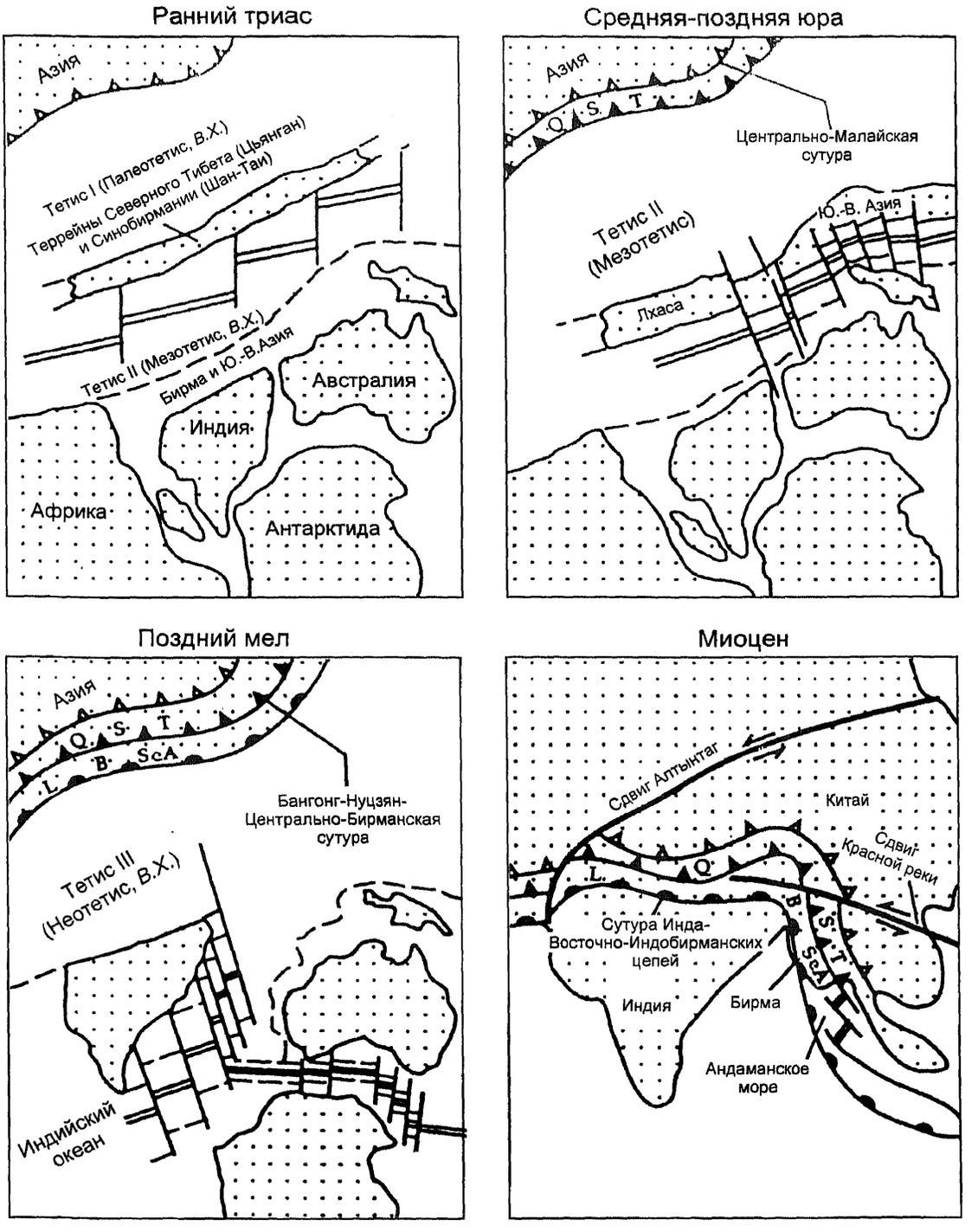


Рис. 5-54. Упрощенная модель аккреции тектонических плит к Азии (по Р.Варга)
QST – террейны Цзянтан-Шан-Таи; LBScA – террейн Лхаса – Западная Бирма – Юго-Восточная Азия

юго-восточнее широко раскрылся океанский бассейн Мезотетис, зарождение которого относится еще к середине перми. Реликтами коры Мезотетиса являются офиолиты Фарахрудской зоны Афганистана, Рушан-Пшартской Памира, сутуры Банггонг-Нуцзян в Тибете и района Мандалая в северо-восточной Бирме. Бассейн этот просуществовал до середины раннего мела, а с его замыканием было связано новое приращение

континентальной коры Азиатского материка. Оно сопровождалось повторными деформациями, хотя и относительно более слабыми, чем индосинийские, в областях, ранее охваченных последними, а таккже новыми проявлениями магматической активности, в частности, образованием пояса гранитоидов, теперь уже вдоль западного края Синобирмании. Закрытие Мезотетиса было компенсировано раскрытием, опять же южнее и юго-восточнее, Неотетиса, начало которому было положено, как отмечалось выше, не позднее позднего триаса. Судьба Неотетиса будет рассмотрена в главе, посвященной Альпийско-Гималайскому поясу, поскольку последний был его порождением. А здесь нам еще предстоит коротко изложить мезозойско-кайнозойскую историю тихоокеанской окраины Азиатского материка.

Напомним, что первые признаки существования океанского бассейна к востоку от Азии появились уже в самом начале позднего протерозоя (Юго-Восточный Китай) и в конце последнего (Юго-Западная Япония). Ордовикские и девонские офиолиты известны в Корякии, девонские – в Сихотэ-Алине; с ордовика в Корякии появляются и островодужные вулканиты. В конце силура – начале девона произошло первое существенное приращение континентальной коры на тихоокеанской окраине Азии – за счет Катазиатских каледонид, а в конце перми – начале триаса – зоны Акийоси в Юго-Западной Японии и ее аналогов севернее.

Весьма существенное значение в расширении Азиатского материка как в восточном, так и в северном направлении принадлежало *позднекиммерийской эпохе орогенеза*. На северо-востоке в эту эпоху завершилось активное развитие ее Верхояно-Колымской и Новосибирско-Чукотской окраин, причем в первой из них заключительные деформации начались еще в конце средней юры со столкновения с краем континента Ясачненской вулканической дуги, а затем Колымо-Омолонского микроконтинента и постепенно распространялись к западу, достигнув долины Лены уже в середине, если не в конце раннего мела. На середину раннего мела приходится кульминация коллизионных процессов в Южно-Анюйской зоне. В обоих этих смежных регионах они сопровождались формированием поясов гранитоидных плутонов с богатой рудной минерализацией.

Южнее позднекиммерийский орогенез широко проявился в Японии, включая зону Хидака на о-ве Хоккайдо, в Сихотэ-Алине и особенно в области будущего Южно-Китайского моря, где континентальная кора соответствующего возраста ныне выступает на побережье Юго-Восточного Китая и в зоне Палаван-Миндоро западных Филиппин.

Не менее большое значение имела следующая, *среднемеловая эпоха орогенеза*, начавшаяся в позднем альбе. Она сыграла главную роль в образовании покровной структуры Западной мегазоны Корякии и Сихотэ-Алиня. Для Корякии анализом фауны радиолярий доказано, что вовлеченные в эту структуру океанские элементы – вулканические дуги и др., первоначально образовались в гораздо более низких, приэкваториальных (T_2–J_1) или умеренных (J_2–K_1 nc) широтах (Н.И.Филатова, В.С.Вишневская). К данной эпохе принадлежит образование Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэалинского краевых вулкано-плутонических поясов, с первым из которых сопряжен аккреционный комплекс Западной Корякии. В Японии к этой же эпохе относится формирование второй по возрасту пары метаморфических поясов.

В дальнейшем развитии северо-западной части тихоокеанской окраины Азии существенную роль сыграли деформации *ларамийской эпохи* конца мела – начале палеогена. Им обязано образование надвигов и шарьяжей в Центральной мегазоне Корякии, в Западной зоне Камчатки, в Восточной мегазоне Сахалина и Хоккайдо и сдвигов в Сихотэ-Алине.

Деформации той же эпохи сказались и на Тайване, и в западной зоне Филиппин. За ними последовал ряд важных событий, во многом изменивших облик Тихоокеанской окраины. К этим событиям принадлежит раскрытие Западно-Филиппинского окраинного моря, отгороженного от открытого океана вулканической дугой Кюсю-Палау, и моря Сулавеси на его западном продолжении. К началу палеогена относится также образование рифтовых впадин на востоке Китайско-Корейской платформы, вдоль восточного побережья Китая, а южнее – в пределах Индокитая и прилегающего шельфа Сунда. С этого же времени начинается погружение Охотоморской плиты.

Но наибольшее влияние на кайнозойскую эволюцию не только Тихоокеанской окраины, но и всей Азии оказало столкновение Индии с ее южным краем, начавшееся в самом конце палеоцена и закончившееся в среднем эоцене (55–45 млн лет т.н.). Оно привело к началу образования непосредственно перед фронтом коллизии Центрально-Азиатского горного пояса на месте территории, перед тем достаточно долго, на юге по крайней мере, в позднем мелу и раннем палеогене находившейся в условиях равнинно-платформенного режима. Северная граница этого пояса достигла на востоке края древней Сибирской платформы и даже (Становой пояс) частично ее пересекла, а на западе в рамки пояса оказалась вовлеченной значительная южная часть Туранской молодой платформы.

Однако этим не ограничилось влияние Индо-Евразийской коллизии. Под ее воздействием возникла система сдвигов, из которых наиболее крупными являются Алтынтагский по юго-восточной окраине Тарима и сдвиг Красной реки между платформой Янцзы

и Индокитайским блоком. Вдоль этих сдвигов началось выталкивание Южно-Китайского и Индокитайского блоков («субплит» Евразийской плиты) в восточно-юго-восточном направлении под напором Индийского индентора и расползающегося в связи с этим в данном направлении Тибета. Разлом Красной реки в олигоцене и первой половине миоцена развивался как левый сдвиг, достигнув амплитуды более 500 км, а в плиоцене сменил направление смещения на противоположное. Параллельно этому разлому, южнее, в Индокитае прослеживаются еще два крупных сдвига. Движения по этим сдвигам были сопряжены с вращением литосферных блоков юго-восточной окраины континента против часовой стрелки и в конечном счете привели к изменению простирания структур Юго-Восточной Азии с близширотного на близмеридиональное.

В *среднем олигоцене* (32 млн лет т.н.) началось раскрытие Южно-Китайского моря, продолжавшееся до середины миоцена (16 млн лет т.н.). Это раскрытие явилось, видимо, отражением взаимодействия процессов Индо-Евразийской, Евразийско-Австралийской и Австралийско-Филиппинской коллизий. Более локальным событием было раскрытие в среднем миоцене небольшого моря Сулу в тылу дуги Кагаян.

В восточной половине Филиппинского моря в среднем олигоцене – среднем миоцене произошло расщепление вулканической дуги, потухшим реликтом которой служит дуга Кюсю-Палау, и образовались глубоководные котловины Сикоку и Паресе-Вела. Первая из них имеет своим активным восточным ограничением Идзу-Бонинскую дугу, а вторая – Марианскую, которая, однако, в конце миоцена – начале плиоцена испытала расщепление на остаточный Западно-Марианский хребет и ныне действующую собственно Марианскую дугу, разделенные междуговой Западно-Марианской котловиной.

К миоцену, точнее, началу среднего миоцена относится и образование Япономорской впадины, связанное с отодвиганием от материка и одновременно изгибом Японской островной дуги. Более молодой – позднемиоценовый–раннеплиоценовый возраст имеет трог Окинава в Восточно-Китайском море, возникший в тылу дуги Рюкю. В лежащем севернее Японского Охотском море Южно-Охотская глубоководная котловина должна была возникнуть также не позднее начала миоцена, но ее тыльнодуговое происхождение по отношению к Курильской дуге менее очевидно и оставляет место для других предположений, в частности, об образовании в результате отчленения этой последней дугой участка собственно тихоокеанской литосферы, аналогично Алеутской впадине Берингова моря. Протягивающаяся вдоль северного побережья Охотского моря рифтовая система возникла раньше, в эоцене, предположительно на продолжении Байкальской рифтовой системы. В этом случае весь этот рифтовый пояс следует рассматривать как отдаленное последствие Индо-Евразийской коллизии.

Лежащий еще севернее Беринговоморский регион с его Корякско-Камчатским обрамлением испытал в кайнозое довольно сложную эволюцию. Основная, Алеутская впадина Берингова моря была отгорожена от открытого океана Алеутско-Командорской дугой в палеоцене, представляя, по общему убеждению, реликт существовавшей на севере Тихого океана литосферной плиты Кула, остальная часть которой вместе с ограничивавшим ее с юга спрединговым хребтом была поглощена в зоне субдукции Алеутского желоба. Составлявшая западное обрамление Алеутской котловины Олюторская зона Корякии вместе со своим восточно-камчатским продолжением в эоцене же была шарьирована на Центрально-Корякскую и Западно-Камчатскую зоны. Слагающие Олюторско-Восточно-Камчатскую зону вулканические дуги позднесенонско-раннепалеогенового возраста, по палеомагнитным данным, «приплыли» из более южных широт Тихого океана в составе плиты Кула, перемещаясь параллельно Камчатке и одновременно приближаясь к ней. Хребет Ширшова входил первоначально в состав этой зоны. В олигоцене под нее начала субдуцироваться с востока океанская кора, что привело к образованию Центрально-Камчатского вулканического пояса. Несколько позднее должно было произойти столкновение Командорской дуги, смещавшейся к западу вдоль ограничивавших ее сдвигов, с Камчаткой в районе п-ова Камчатского мыса.

В позднем миоцене к западу от хр. Ширшова и к северу от Командорской дуги произошло раскрытие Командорской котловины вдоль субмеридиональной, параллельной хр. Ширшова оси спрединга, пересеченной трансформными разломами, параллельными Командорской дуге. А южнее стыка последней с Камчаткой оформилась в близком к современному виде зона субдукции с Курило-Камчатским желобом и Восточно-Камчатским вулканическим поясом, нашедшим свое продолжение в Курильской островной дуге. В плиоцене структура Камчатки была осложнена образованием Центрального грабена. Между тем Восточная мегазона Сахалина в конце плиоцена испытала инверсию, а между новообразованным поднятием и Сихотэ-Алинем на продолжении Япономорской впадины возник рифт Татарского пролива.

В общем только в плиоцене Тихоокеанская окраина Азии приобрела современную конфигурацию. Что касается северной окраины материка, то в ее западном секторе это произошло значительно раньше, уже в эоцене, с образованием глубоководной Евразийской котловины Северного Ледовитого океана. Восточнее, начиная с моря Лаптевых, большую роль сыграли про-

цессы рифтинга, начавшиеся после завершения формирования здесь континентальной коры в середине раннего мела. Они привели к образованию рифтовых систем, имевших меридиональную ориентировку в море Лаптевых и широтную восточнее, в морях Восточно-Сибирском и Чукотском, где это привело к расчленению Гиперборейской платформы и ее южной окраины.

Нам осталось рассмотреть еще развитие внутренних районов континента, не затронутых активными тектоническими процессами.

В истории Сибирской древней платформы после девонской активизации наиболее крупным событием было формирование огромной Тунгусской впадины в конце перми и раннем триасе, после накопления верхнепалеозойской угленосной формации, ставшей ареной интенсивного траппового магматизма. Несколько позднее восточнее проявился магматизм щелочно-ультраосновного состава, а еще юго-восточнее возникла новая генерация кимберлитовых трубок.

В конце триаса, в раннекиммерийскую эпоху, на северо-западе платформы образовалась Туруханo-Норильская зона дислокаций, а на ее северный склон была надвинута Таймырская складчато-надвиговая система; на востоке деформации продолжались до конца юры – начале мела. Они затронули и выполнение Енисей-Хатангского рифтогенного прогиба, начало развития которого относится к концу триаса. Через Анабаро-Оленекскую зону и юго-западную периферию моря Лаптевых Южно-Таймырская зона смыкалась с Верхоянской системой (С.С.Драчев). Примерно тогда же на месте Вилюйской рифтовой системы образовалась одноименная синеклиза; в конце ранней – начале средней юры на запад от нее протянулся прогиб, достигавший низовьев Ангары и окраины Западно-Сибирского бассейна.

Южная половина Сибирского кратона в юре испытала воздействие активных тектонических процессов, проявившихся в Саяно-Байкальской области под влиянием субдукции коры Монголо-Охотского бассейна. Оно выразилось, с одной стороны, в образовании цепочки впадин – угленосных бассейнов, от Присаянья до Пристановой зоны и, с другой стороны, в охвате гранитоидным плутонизмом и отчасти средним–кислым вулканизмом, продолжавшимся в раннем мелу Алдано-Станового щита.

В мелу и кайнозое почти вся площадь платформы, за исключением находившихся на ее северной периферии Енисей-Хатангского и продолжением его к востоку Лено-Анабарского прогиба, испытывала поднятие, нараставшее к современной эпохе.

Вторая крупная древняя платформа – Китайско-Корейская, после ее почти полного, кроме Пхёнамской впадины в Северной Корее, осушения в позднем ордовике возобновила свое опускание в среднем карбоне с накоплением сначала карбонатной (C_2), затем паралической угленосной (C_{2+3}–P_1) и, наконец, красноцветной континентальной (P_2–T_{1+2}) формаций. В конце триаса платформа испытала воздействие проявившегося по ее южной и отчасти западной периферии индосинийского орогенеза. Оно выразилось, в частности, в образовании крупной Ордосской впадины, накопившей в позднем триасе – раннем мелу мощную толщу континентальных обломочных красноцветов. Тогда же на востоке платформы началось движение вдоль крупной левосдвиговой зоны Танлу, приведшее к смещению южной границы платформы более чем на 500 км в северо-северо-восточном направлении.

Еще большее значение имела в развитии платформы эпоха тектоно-магматической активизации в конце юры – начале мела, известная здесь как яншаньская и отвечающая глобальной позднекиммерийской. Она затронула в основном восточную часть платформы, прилегающую к Тихоокеанскому поясу, где, как отмечалось выше, эта эпоха орогенеза нашла свое интенсивное отражение. На самой платформе она привела к образованию не только складок, но и надвигов и к внедрению плутонов гранитоидов, в том числе крупных.

Третья эпоха активизации, наступившая в кайнозое, была связана уже с Индо-Евразийской коллизией, в связи с чем в Китае ее называют гималайской. Она выразилась в основном в образовании двух крупных рифтовых систем северо-северо-восточного простирания. Западная система Фэнвей обтекает с востока Ордосское плато, возникшее в результате инверсии одноименной синеклизы, а восточная пересекает залив Бохай Желтого моря. Первая активно развивалась в неогене–квартере и хорошо выражена в рельефе; основной период развития второй приходится на палеоген, а позднее она превратилась в плоскую депрессию.

Развитие небольшого Таримского платформенного блока уже целиком определялось воздействием смежных орогенов – Тяньшанского на севере, Куньлунского на юге. Накопление мелководно-морских отложений верхнего синия и нижнего–среднего палеозоя сменилось в позднем палеозое под влиянием герцинского орогенеза в обрамлении превращением Тарима в перми в межгорный внутриконтинентальный бассейн, продолжавший прогибаться в мезозое и кайнозое с отложением наиболее мощных осадков вдоль северной и южной периферии. Здесь уже в период альпийского орогенеза образовались Кучарский на северо-востоке и Яркендский на юго-востоке предгорные прогибы. Мощность кайнозойских отложений максимальна во втором, достигая 10 км, из которых 9 км приходится на неоген–квартер. Куньлунь был надвинут на этот прогиб, выполнение которого испытало при этом складчато-надвиговые деформации.

На платформе Янцзы в течение позднего синия (венда), всего палеозоя и триаса преобладало устойчивое погружение с накоплением карбонатов, но на этом общем фоне относительным или абсолютным воздыманием выделялись Кандинское поднятие на западе и Цзяннанское на юго-востоке. Кроме того, на окраинах платформы в девоне, карбоне и поздней перми карбонаты вытесняются обломочными (девон) или паралическими угленосными (верхний палеозой) отложениями, а в середине перми на юго-западе происходят обширные излияния плато-базальтов.

Индосинийский орогенез, интенсивно проявившийся почти по всему периметру платформы Янцзы, вызвал серьезные изменения в ее структуре и палеогеографических условиях. Море окончательно покинуло платформу, а осадконакопление, чисто континентальное, продолжалось лишь на северо-западе, в Сычуанской впадине, на которую были надвинуты с севера и запада смежные Циньлинский и Лунмэншанский орогены. А само выполнение впадины испытало линейные складчатые дислокации, которые затем были усилены яншаньскими движениями.

В позднекиммерийскую эпоху юго-восточная, катазиатская периферия платформы Янцзы была охвачена мощным магматизмом, превратившим ее в южное продолжение Восточно-Азиатского краевого вулкано-плутонического пояса. Его дальнейшее продолжение обнаруживается на тихоокеанской окраине Индокитая и юго-западе о-ва Калимантан.

Более мелкие блоки древней, докембрийской континентальной коры – микроконтиненты в составе Палеоазиатского океана и Палеотетиса, обнаруживали в фанерозое гораздо большую подвижность с соответствующей пестротой и частой сменой палеогеографических обстановок, преимущественно континентальных и мелководно-морских. Под влиянием процессов в смежных подвижных поясах в этих блоках неоднократно проявлялся магматизм, как эффузивный, так и интрузивный.

В мезозое и кайнозое в пределах северной половины Урало-Охотского подвижного пояса образовалась огромная Западно-Сибирская мегасинеклиза. Ее формированию предшествовало широкое проявление рифтинга в триасе, приведшее к образованию сложной системы грабенов общего меридионального простирания с ответвлением на северо-востоке в будущий Енисей-Хатангский прогиб. Степень деструкции и переработки континентальной коры возрастала к северу, сопровождаясь в позднем триасе мощным базальтоидным магматизмом. Остается спорным, достиг ли рифтинг здесь, в районе низовьев Оби и на юге Карского моря, стадии спрединга, хотя бы рассеянного и ограниченного. Но мощность триасовых отложений и степень участия в их разрезе морских осадков увеличивается в северном направлении, так же как и ширина площади их накопления, к началу юры распространившегося за пределы рифтовых грабенов. В конце средней юры морские условия охватили уже весь Западно-Сибирский бассейн, а в поздней юре и неокоме он стал относительно глубоководным с накоплением в центральной части маломощных битуминозных глин. Затем последовало заполнение бассейна песчано-глинистыми мелководно-морскими осадками, которое продолжалось до олигоцена, сменившись затем уже континентальным осадконакоплением. Глубина погружения фундамента в конечном счете достигла на севере 7–8 км.

Южным продолжением Западно-Сибирской мегасинеклизы и соединительным звеном между ней и Сырдарьинской и Чу-Сарысуйской синеклизами Туранской плиты служит Тургайский прогиб. В основании этого прогиба, так же как и в Западной Сибири, присутствуют триасово-юрские рифтовые грабены; они перекрыты мел-палеогеновым чехлом, сложенным обломочно-карбонатными осадками частично мелководно-морского, частично континентального происхождения.

В отличие от Западной Сибири и Тургая в пределах будущих Сырдарьинской и Чу-Сарысуйской синеклиз платформенные условия существовали уже начиная с позднего девона, после каледонского орогенеза. Погружения продолжались в позднем палеозое, но затем были надолго прерваны и возобновились лишь в позднем мелу и кайнозое, когда собственно и определились контуры обеих впадин, разделенных поднятиями хребтов Улытау и Каратау. Осадки верхнего мела и палеогена на западе морские, палеогена на востоке и неогена – континентальные, маломощные.

На крайнем востоке Урало-Охотского пояса после завершения герцинского орогенеза также возникли наложенные впадины, среди которых наиболее крупной явилась *впадина Сунляо* в Дунбэе – один из крупнейших нефтегазоносных бассейнов Китая (рис.5-55). Начало формирования бассейна Сунляо относится к поздней юре. Оно протекало по схеме асимметричного рифтинга Б.Вернике с образованием полуграбенов, ограниченных с одной стороны листрическими сбросами и подстилаемых общей поверхностью срыва, наклоненной к востоку. Полуграбены выполнены вулканогенно-обломочными образованиями. Синрифтовая стадия развития бассейна продолжалась и в начале раннего мела, а во второй половине эпохи сменилась общим пострифтовым погружением, активно продолжавшимся до конца периода и сопровождавшимся накоплением толщи континентальных печано-глинистых отложений. В кайнозое погружения сильно замедлились и не охватывали уже всей площади бассейна. Общая мощность осадочного выполнения впадины Сунляо превышает 4 км; мощность коры в ее центре менее

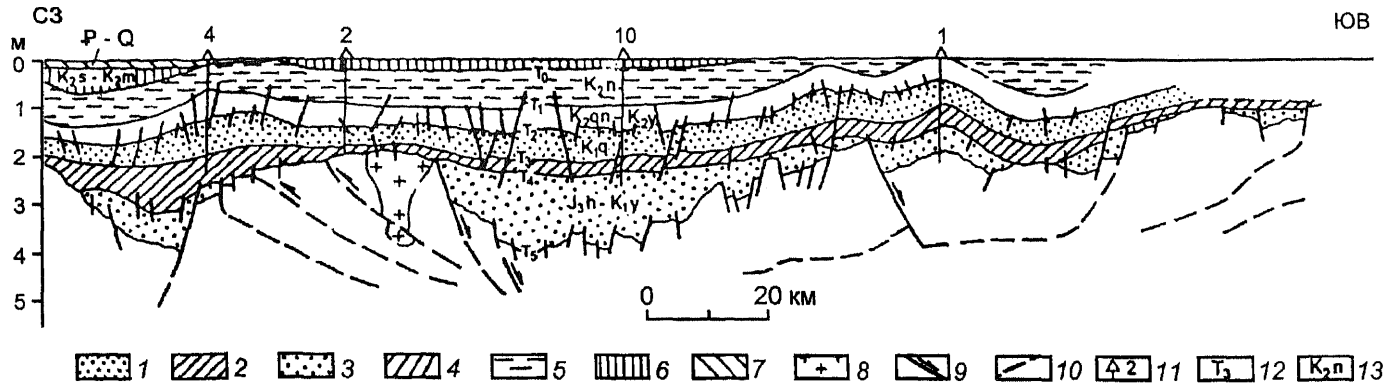


Рис. 5-55. Геолого-геофизический профиль через бассейн Сунляо (по Ч.Лю и др.)

1–6 – формации: *1* – верхнеюрская Хошилин и нижнемеловая Инчэнь, *2* – нижнемеловая Дэнлоуку, *3* – нижнемеловая Цюаньтоу, *4* – верхнемеловые Циньшанкоу и Яоцзя, *5* – верхнемеловая Нэньцзян, *6* – верхнемеловые Сыфынтай и Миншуй; *7* – третичные и четвертичные образования; *8* – гранитоиды; *9* – разломы; *10* – предполагаемые поверхности срыва; *11* – скважины и их номера; *12* – отражающие горизонты; *13* – индексы формаций

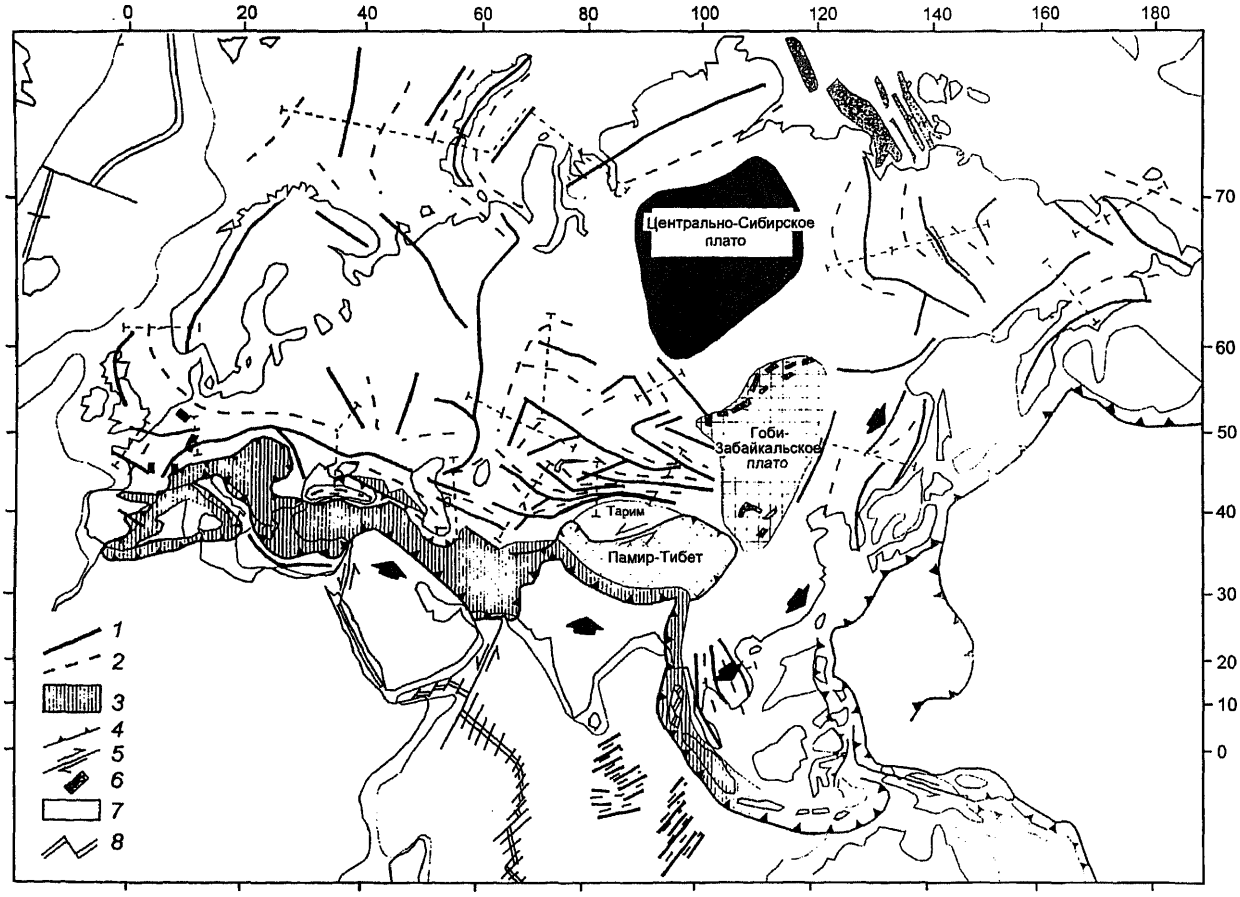


Рис. 5-56. Схема неотектоники Евразии (по А.М.Никишину и др.)

1 – оси литосферных антиклиналей; *2* – оси литосферных синклиналей; *3* – коллизионный пояс Тетиса; *4* – зоны субдукции или надвиги; *5* – сдвиги; *6* – рифты; *7* – океанская кора; *8* – срединно-океанские хребты

30 км; наблюдается также характерное разуплотнение верхней мантии

На заключительном, неотектоническом олигоцен-четвертичном этапе развития Азиатского материка это развитие определялось воздействием процессов, происходивших на границе Евразиатской плиты со смежными Северо-Американской, Тихоокеанской, Аравийской и Индо-Австралийской плитами. В наибольшей мере сказалось влияние коллизии с последней из названных плит, приведшее не только к образованию мощного внутриконтинентального Центрально-Азиатского пояса, но и проявившееся, хотя и в ослабленной форме и достаточно далеко за его пределами – в Кызылкумах, Центральном Казахстане и далее к востоку. Свое влияние оказала и Аравийская плита, вместе с промежуточными Центрально-Иранской и Лутской микроплитами соответствующие деформации затронули практически всю Туранскую молодую платформу. Субдукция Тихоокеанской плиты и промежуточных Охотоморской и Филиппинской плит привели к горообразованию и деформациям на северо-востоке Азии с отголосками вплоть до Центральной Сибири. А спрединг в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана – к погружению обширного Арктического шельфа и приморских низменностей Сибири. В итоге сложилась та картина современной тектоники материка, которая отображена на рисунке 5-56.

Литература

Беккер Я.А. Тектоника Афгано-Таджикской впадины // Геотектоника, 1996, №1, с.76-82

Булгатов А.Н., Зайцев П.Ф., Турулхаев В.И. Восточно-Забайкальская покровно-складчатая дуга // Геол. и геофиз., 1996, т.37, №6, с.61-68

Буртман В.С., Гурарий Г.З., Беленький А.В. и др. Туркестанский океан в среднем палеозое: реконструкция по палеомагнитным данным по Тянь-Шаню // Геотектоника, 1998, №1, с.15-26

Буртман В.С., Гурарий Г.З., Беленький А.В., Куташева И.А. Казахстан и Алтай в девонское время (по палеомагнитным данным) // Геотектоника, 1998, №6, с.63-71

Буш В.А., Гатинский Ю.Г., Елизаров Ю.З. и др. Новые данные по тектонике Индосинийского массива и его обрамления // Геотектоника, 1996, №1, с.83-96

Гатинский Ю.Г. Латеральный структурно-формационный анализ. М.: Недра, 1986, 193 с.

Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Саяно-Байкальской горной области. М.: Наука, 1987, 237 с.

Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника, 1995, №5, с.68-82

Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х. и др. Строение земной коры и геодинамика Байкальской складчатой области // Отеч. геол., 1997, №10, с.37-44

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива (препринт)

Костюченко С.Л., Егоркин А.В., Солодилин Л.Н. Особенности строения литосферы Урала по результатам сейсмического зондирования // Геотектоника, 1998, №4, с.3-18

Котов А.Б., Сальникова Е.П., Морозова И.М. и др. Раннепротерозойские гранитоиды северо-западной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd // Тр. ЗападНИГНИ, вып.43, 1993, с.15-21

Ломизе М.Г., Демина Л.И., Зарщиков А.А. Киргизско-Терскейский палеоокеанический бассейн (Тянь-Шань) // Геотектоника, 1997, №6, с.35-55

Мазарович О.А., Барсков И.С., Борисенок В.И. и др. Северный Синьцзян в системе палеозоид Центральной Азии // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1995, т.70, вып.6, с.3-21; 1996, т.71, вып.4, с.26-40

Миколайчук А.В., Куренков С.А., Дегтярев К.Е., Рубцов В.И. Основные этапы геодинамической эволюции Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии – раннем палеозое // Геотектоника, 1997, №6, с.16-34

Оксман В.С. Геодинамическая эволюция коллизионного пояса горной системы Черского (северо-восток Азии) // Геотектоника, 1998, №1, с.56-69

Парфенов Л.М. Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоок. геол., 1996, т.15, №4, с.3-13

Перфильев В.С., Моралев В.М. Тектоника Северной Монголии // Изв. вузов, Геол. и разв., 1992, №5, с.3-16

Руженцев С.В., Поспелов И.И. Южно-Монгольская варисская складчатая система // Геотектоника, 1992, №5, с.45-62

Рыцк Е.Ю., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Возраст и геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов северной части Байкальской складчатой области // Геотектоника, 1998, №5, с.46-60

Соколов С.Д., Бялобжеский С.Р. Террейны Корякского нагорья // Геотектоника, 1996, №6, с.68-82

Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н. и др. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности // Геотектоника, 1997, №6, с.91-93

Сурков В.С., Коробейников И.П., Краевский Б.Г. Геостатические тектонические карты раннего (докембрий и палеозой) и позднего (мезозой и кайнозой) неогея территории Сибири масштаба 1:2500000. Объяснительная записка. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1998, 94 с.

Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.:, Наука, 1993, 272 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко Р.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ангаро-Витимский батолит: проблемы геодинамики батолитообразования в Центральноазиатском складчатом поясе // Геотектоника, 1997, №5, с.18-32

Abdrakhmatov K.Ye., Aldazhanov S.A., Hager B.H. et al. Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates // Nature, 1996, v.384, p.450-453

Acharyya S.K. Accretion of Indo-Australian Gondwanic blocks along peri-Indian collision margins // 9-th Int. Gondwana Symposium, Hyderabad, 1994, p.1-33

Alavi M. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran // GSA Bull., 1991, v.103, №8, p.983-992

Allen M.B., Sengor A.M.C., Natal'in B.A. Junggar, Turfan and Alakol basins in Late Permian to Early Triassic extensional structures in sinistral shear zone in the Altaid orogenic collage, Central Asia // J. Geol. Soc., London, 1995, v.152, p.327-338

Allen M.B., Windley B.F., Zhang C. et al. Basin evolution within and adjacent to the Tien-Shan Range, NW China // J. Geol. Soc. London, 1991, v.148, p.369-378

Aplonov S.V. The tectonic evolution of West Siberia: an attempt at a geophysical analysis // Tectonophys., 1995, v.245, p.61-84

Audibert M., Bazhenov M.L. Permian paleomagnetism of the Northern Tien-Shan and its tectonic implications // Tectonics, 1992, v.11, №5, p.1057-1070

Bazhenov M.L. Permo-Triassic paleomagnetism of the North Pamir: tectonic implicatons // Earth Planet. Sci. Lett., 1996, v.142, p.109-120

Bazhenov M.L., Burtman V.S., Levashova N.L. Lower and Middle Jurassic paleomagnetic results from the south Lesser Caucasus and the evolution of the Mesozoic Tethys ocean // Earth Planet. Sci.Lett., 1996, v.141, p.79-89

Bi H., Wang Zh., Wang Lu, Zhu X. History of tectonomagmatic evolution in the Western Kunlun orogen // Science in China, 1999, ser. D., v.42, №6, p.605-619

Burtman V.S. Meso-Tethyan oceanic sutures and their deformation // Tectonophys., 1994, v.234, p.305-327

Carroll A.R., Grahan S.A., Hendrix M.S. et al. Late Paleozoic amalgamation of northwestern China: Sedimentary record of the northern Tarim, northwestern Turpan, and southern Junggar basins // GSA Bull., 1995, v.107, №5, p.571-594

Chang K.-H. Aspects of geologic history of Korea // J. Geol. Soc. Korea, 1995, v.31, №1, p.72-90

Chen C., Lu H, Jia D. et al. Closing history of the Southern Tianshan oceanic basin, western China: an oblique collisional orogeny // Earth Planet. Sci. Lett., 1999, v.302, p.23-40

Chen J., Jahn B. Crustal evolution of southeastern China: Nd and Sr isotopic evidence // Tectonophys., 1998, v.284, p.101-133

Chinese Sedimentary Basins (X.Zhu, ed.). Sedimentary Basins of the World (K.Hsu, Series ed.) // Amsterdam etc.: Elsevier, 1989, 238 p.

Chung S.L., Lee T.-Y., Lo C.-H. et al. Intraplate extension prior to continental extension along the Ailao-Shan - Red River shear zone // Geology, 1997, v.25, №4, p.311-314

Cui S., Li J. Himalayan tectonic evolution in the East Asian peri-Pacific region // Acta Geol. Sin., 1990, v.3, p.233-246

Cui S., Li J. On the Indosinian tectonic belt // Acta Geol., Chin, 1983, v.57, №1, p.51-62

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D. et al. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian Mountain belt: Effects of lithospheric plate interaction and mantle plume // Int. Geol. Rev., 1996, v.38, p.430-466

Encyclopedia of European and Asian Regional Geology. E.M.Moores, R.W.Fairbridge – eds. // L. etc.: Chapman a. Hall, 1997, 804 p.

Enkin R.J., Yang Zh., Chen Y., Courtillot V. Paleomagnetic constraints on the geodynamic history of the major blocks of China from the Permian to the present // J. Geoph. Res., 1992, v.97, №B10, p.13953-13989

Frost B.R., Avchenko O.V., Chamberlain K.R., Frost C.D. Evidence for extensive Proterozoic remobilization of the Aldan shield and implications for Proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia-Laurentia // Precambr. Res., 1998, v.89, p.1-23

Gao S., Zhang B.-R., Wang D.-P. et al. Geochemical evidence for the Proterozoic tectonic evolution of the Qinling orogenic belt and its adjacent margins of the North China and Yangtze cratons // Precambr. Res., 1996, v.80, p.23-48

Gao J., Li M., Xiao X. et al. Paleozoic tectonic evolution of the Tian-Shan orogen, northwestern China // Tectonophys., 1998, v.287, p.213-221

Ge X., Duan J., Liu X., Wang X. Continental tectonics of Northwest China // Lab. Lithol. Tect. Dyn., Changchun Univ. Earth Sci., Ann. Rep., 1995, p.9-17

Gilder S., Courtillot V. Timing of the North-South China collision from new middle to late Mesozoic paleomagnetic data from the North China Block // J. Geoph. Res., 1997, v.102, №B8, p.17713-17727

Gilder S.A., Gill J., Coe R.S. et al. Isotopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of south China // J. Geoph. Res., 1996, v.101, №B7, p.16137-16154

Harrison T.M., Coppeland P., Kidd W.S.F., Yin A. Raising Tibet // Science, 1992, v.255, p.1663-1670

Hendrix M.S., Graham S.A., Amory, J.Y., Badarch G. Noyon Uul Syncline, southern Mongolia: Lower Mesozoic

sedimentary record of the tectonic amalgamation of central Asia // GSA Bull., 1996, v.108, №10, p.1256-1274

Honthaas C., Rehault J.-P., Maury R.C. et al. A Neogene back-arc origin for the Banda Sea basins: geochemical and geochronological constraints from the Banda ridges (East Indonesia) // Tectonophys., 1998, v.298, p.297-317

Hsu K., Pan G., Sengor A.M.C. et al. Tectonic evolution of the Tibetan Plateau: A working hypothesis based on archipelago model of orogenesis // Int. Geol. Rev., 1995, v.37, p.473-508

Huang K., Opdyke N.D., Reng X., Li J. Paleomagnetic results from the Upper Permian of the eastern Qiantang terrane of Tibet and their tectonic implications // Earth Planet. Sci. Lett., 1992, v.111, p.1-10

Huang W., Wu Z.W. Evolution of the Qinling orogenic belt // Tectonics, 1992, v.11, №2, p.371-380

Hutchison C.S. Gondwana and Cataysian blocks, Palaeotethys sutures and Cenozoic tectonics in Southeast Asia // Geol. Rundschau, 1993, v.82, p.388-405

Isozaki Y., Maruyama S., Kimura G. et al. Geology and orogeny of the Japanese Islands // The Island Arc, 1997, v.6, №1 (Thematic Issue), p.1-142

Jia D., Lu H., Cai D. et al. Structural features of Northern Tarim basin: implications for regional tectonics and petroleum traps // AAPG Bull., 1998, v.82, №1, p.147-159

Jolivet L., Fournier M., Huchon Ph. et al. Cenozoic intracontinental dextral motion in the Okhotsk-Japan Sea region // Tectonics, 1992, №10, p.968-977

Jolivet L., Tarnaki K., Fournier M. Japan Sea opening history and mechanism: A Synthesis // J. Geoph. Res., 1994, v.99, №B11, p.22237-22259

Kimura G. The latest Cretaceous – Early Paleozoic rapid growth of accretionary complex and exhumation of high pressure series metamorthic rocks in northwestern Pacific margin // J.Geoph. Res., 1994, v.99, №B11, p.22147-22164

Kojima S. Mesozoic terrane accretion in Northeast China, Sikhote-Alin and Japan regions // Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol., 1989, v.69, p.213-232

Kurashima E., Shinohara M., Suyahiro K. et al. Seismic evidence for stretched continental crust in the Japan Sea // Geoph. Res. Lett., 1996, v.23, №21, p.3067-3070

Lapierre H., Jahn B.M., Charvet J., Yu.Y.W. Mesozoic felsic arc magmatism and continental olivine tholeites in Zhejiang province and their relationship with the tectonic activity in southeastern China // Tectonophys., 1997, v.274, p.321-338

Lee T.Y., Lawver L.A. Cenozoic plate reconstructions of the South China Sea region // Tectonophys., 1994, v.235, p.149-180

Lee Y.S., Nishimura S., Min K.D. Paleomagnetotectonics of East Asia in the Proto-Tethys Ocean // Tectonophys., 1997, v.270, p.157-166

Lerch M.F., Xue F., Kroner A. Early Paleozoic island arc accretion to the North China craton and the Shang Dan fault zone: a major paleoplate boundary in eastern Asia // J. Geoph. Res., 1996, v.101, №B8, p.17813-17826

Li T. The process and mechanism of the rise of the Qinghai-Tibet Plateau // Tectonophys., 1996, v.260, p. 45-53

Luo Zh., Jin Y., Zhuo X. The Emei taphrogenesis of the upper Yangtze Platform in south China // Geol. Mag., 1990, v.127, №5, p.393-405

Matte Ph., Tepponnier P., Arnaud N. et al. Tectonics of Western Tibet, between the Tarim and the Indus // Earth Planet. Sci. Lett., 1996, v.142, p.311-332

Mattern F., Schneider W., Li Y., Li X. A traverse through the western Kunlun (Xijiang, China): tentative geodynamic implications for the Paleozoic and Mesozoic // Geol. Rundschau, 1996, v.85, p.705-722

Meng Q.R., Zhang G.-W. Geologic framework and Tectonic evolution of the Qinling orogen, central China // Tectonophys., 2000, v.323, p.183-196

Mueller J.-F., Rogers J.J.W., Jin Y.G. et al. Late Carboniferous to Permian sedimentation in Inner Mongolia, China, and tectonic relationships between North China and Siberia // J. Geol., 1991, v.99, p.251-263

Natal'in B.A., Amato J.M., Toro J., Wright J.E. Paleozoic rocks of northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: Implications for the tectonics of the Arctic region // Tectonics, 1999, v.18, №6, p.972-1003

Nie S., Rowley D.B. Comment on «Paleomagnetic constraints on the geodynamic history of the major blocks of China from the Permian to the Present» by R.J.Enkin et al. // J. Geoph. Res., 1994, v.99, №B9, p.18035-18042

Nikishin A.M., Cloetingh S., Lobkovsky L. et al. Continental lithosphere folding in Central Asia (Part 1): Constraints from geological observations // Tectonophys., 1993, v.226, p.59-72

Okay A.I., Sengor A.M.C. Evidence for intracontinental thrust-related exhumation of the ultra-high-pressure rocks in China // Geology, 1992, v.20, p.411-414

Plate tectonics characteristics during the Early Paleozoic in Beishan near the Sino-Mongolian border region, China // Tectonophys., 1991, v.188, p.385-392

Pruner P. Paleomagnetism and paleogeography of Mongolia from the Carboniferous – final report // Phys. Earth. Planet. Inter., 1992, v.70, p.169-171

Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A. et al. U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing in the Laurentia–Siberia connection // Earth Planet. Sci. Lett., 1998, v.164, p.409-420

Ree J.-H., Cho M., Kwon S.-T., Nakamura E. Possible eastward extension of Chinese collision belt in South Korea: The Imjingang belt // Geology, 1996, v.24, №12, p.1071-1074

Ren J. On the post-variscan global tetonic stages // Acta Geol. Sin., 1987, v.61, №1, p.23-36

Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment // Archean crustal evolution. K.C.Condie – ed. Amsterdam: Elsevier, 1994, p.411-459

Scharer U., Zhang L.-S., Tapponnier P. Duration of strike-slip movements in large shear zones: The Red River belt, China // Earth Planet. Sci. Lett., 1994, v.126, p.379-397

Sengor A.C.M., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // Nature, 1993, v.364, №6435, p.299-307

Tectonic evolution of Southeast Asia. R.Hall, D.J. Blundell – eds. // Geol. Soc. Spec. Publ. №106, 1996, 566 p.

Tectonic evolution of Asia. An Yin, T.M. Harrison – eds. Cambridge Univ. Press, 1996, 666 p.

Tomurtogoo O. A new tectonic scheme of the Paleozoides in Mongolia // Abstr. to 30th IGC: Problems of geology and mineral resources in Mongolia. Geological Survey Ulaan Baatar., 1996, p.19-20

Wang E. Displacement and timing along the western strand of the Altin Tagh fault zone, Northern Tibet // Earth Planet. Sci. Lett., 1997, v.150, p.55-64

Wang X., Ma X. Tectonic evolution of China // Episodes, 1995, v.18, №1-2, p.6-17

Windley B.F., Allen M. Mongolian Plateau: Evidence for a late Cenozoic mantle plume under Central Asia // Geology, v.23, №4, p.295-298

Xue F., Lerch M.F., Kroner A., Reischmann T. Tectonic evolution of the East Qinling Mountains, China, in the Paleozoic: a review and new tectonic model // Tectonophys., 1996, v.253, p.271-284

Xu X., Harbert W., Dril S., Kravchinsky V. New paleomagnetic data from the Mongolo- Okhotsk collision zone, China region, South-central Russia: Implications for Paleozoic paleogeography of the Mongol-Okhotsk ocean // Tectonophys., 1997, v.269, p.113-129

Zhang K.-J. North and South China collision along the eastern and southern North China margins // Tectonophys., 1997, v.270, p.145-156

Zhang Y., Zhang O., Wang Y. et al. Great Jurassic thrust sheets in Beishan (North Mountains) – Gobi areas of China and southern Mongolia // J. Struct. Geol., 1996, v.18, №9, p.1111-1126

Zheny J. Significance of the Altun Tagh fault of China // Episodes, 1994 , v.14, №4, p.307-312

Zhou D., Graham S.A. Extrusion of the Altyn Tagh wedge: A kinematic model for the Altyn Tagh fault and palinspastic reconstruction of northern China // Geology, 1996, v.24, №5, p.427-430

Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia–Okhotsk collisional belt: Baikal region and Mongolia // Tectonophys., 1999, v.306, p.33-56

Глава 6

ЮЖНАЯ АМЕРИКА. ДУГА И МОРЕ СКОТИЯ

Южноамериканский континент как по своему рельефу, так и по геологической структуре четко разделяется на две главные области – две трети по ширине составляет Южно-Американская древняя платформа, занимающая центральную и восточную части материка, а одну треть – мощный горный пояс Южно-Американских Кордильер – Анд (Cordillera de los Andes), простирающийся вдоль всей его западной окраины (рис.6-1). Платформе в рельефе отвечают не только низменности и равнины, но и два высоких нагорья – Гвианское и Бразильское, поднимающиеся до почти трехкилометровой высоты и разделенные широкой долиной Амазонки. К этим двум главным областям на крайнем севере примыкают Береговые цепи Венесуэлы, представляющие элемент южного фланга Антильской островной дуги, описанной выше, а на юге – Патагонская молодая платформа с позднепротерозойским и палеозойским фундаментом.

6.1. Южно-Американская древняя платформа

Это наиболее западная в современном структурном плане Земли платформа гондванской группы. Ее фундамент слагают не только раннедокембрийские, но и позднедокембрийские складчатые метаморфизованные и гранитизированные образования. Они выступают на поверхность в Гвианском и Центрально-Бразильском (Гуапоре) щитах и в Приатлантическом гранулит-гнейсовом поясе (рис.6-2). Первоначально, до образования в раннем палеозое наложенной Амазонской впадины, раннедокембрийские образования Гвианского и Центрально-Бразильского щитов составляли единый *Амазонский кратон*.

Собственно платформенный (ортоплатформенный) осадочный чехол начинается здесь ордовикскими отложениями и выполняет три крупных впадины – синеклизы, разделяющие перечисленные выше выступы фундамента: Амазонскую, Паранаиба (Мараньон) и Парана. Между двумя последними располагается еще впадина Сан-Франсиску, выполнение которой включает верхнепротерозойские и меловые чехольные образования. Чехол широко развит также в западной полосе перикратонных опусканий, отделяющей основное тело платформы от Андского пояса. И, наконец, вдоль атлантического побережья протягивается узкая полоса периокеанских рифтовых бассейнов, находящая свое продолжение на шельфе и континентальном склоне. В этой полосе присутствуют исключительно верхнемезозойские и кайнозойские отложения.

6.1.1. Фундамент платформы

Архейский комплекс включает породы среднего и верхнего архея; к нижнему могут относиться лишь гнейсы с возрастом около 3,4 млрд лет на юге эократона Сан-Франсиску (рис.6-3).

Среднеархейский возраст – более 3,2 млрд лет, имеет комплекс Иматака на крайнем севере Гвианского щита, на правобережье р. Ориноко. Комплекс в основном состоит из разнообразных парагнейсов с мощными пачками железистых кварцитов – предметом интенсивной разработки. Он вмещает также интрузии гранитоидов и мигматиты, сложно деформирован и метаморфизован в амфиболитовой или гранулитовой фации. Кроме архейских в комплекс Иматака внедрились раннепротерозойские гранитоиды, а изотопные датировки свидетельствуют о проявлении и более поздних, до 1,11 млрд лет т.н., тектонотермальных воздействий.

Блок Иматака отделен разломом от основной части Гвианского щита, сложенной преимущественно ранним протерозоем. Среди последнего имеются, однако, плохо оконтуренные и слабо датированные крупные и более мелкие позднеархейские ядра. Одно

из них – Шингу, находит свое продолжение южнее, уже в пределах Центрально-Бразильского щита. Наряду с ортогнейсами, мигматитами и гранитами в нем встречаются реликты зеленокаменных поясов. Более определенно такие пояса выражены в районе Каражас на северо-востоке этого щита, где они содержат, подобно комплексу Иматака, крупные залежи железистых кварцитов промышленного значения и, как обычно, окружены полями гранито-гнейсов и мигматитов. По вулканитам получены значения возраста 2,76 млрд лет, а граниты дали раннепротерозойские датировки – 1,85–1,7 млрд лет, указывающие на последующую переработку. Складчатость сложная, метаморфизм амфиболитовой, местами гранулитовой фации. Позднеархейские зеленокаменные пояса известны и в южной части Центрально-Бразильского щита.

Восточнее фрагмент гранит-зеленокаменной области обнаруживается в срединном массиве Гояс, разделяющем две параллельные субмеридиональные позднепротерозойские системы «бразилид» (см. ниже). Зеленокаменные пояса имеют здесь среднеархейский возраст, поскольку гранито-гнейсы основания дали возраст 3,2 млрд лет, а прорывающие гранитоиды – 2,9 млрд лет. Пояса имеют в общем обычное трехчленное строение, но некоторую специфику составляет преимущественное развитие ультрамафитов в виде лав и силлов с прослоями кремней и графитистых филлитов в нижней части разреза; среднюю часть слагают базальтовые лавы с прослоями кремней, железистых кварцитов и также графитистых филлитов, а верхняя часть метаосадочная, с участием кислых вулканитов, железистых кварцитов и мраморов. С востока гранит-зеленокаменная область окаймляется прерывистым гранулит-гнейсовым поясом, а между ними располагается мафит-ультрамафитовый плутонический комплекс с медно-никелевым оруденением. Гранулитовый метаморфизм имеет позднеархейский – 2,7 млрд лет – возраст.

Другая гранит-зеленокаменная область отвечает эократону Сан-Франсиску, зажатому между поясами бразилид. Поскольку на центральную часть этого эократона наложена одноименная позднепротерозойская синеклиза, архейские образования выступают лишь на периферии этой синеклизы, на северо-востоке в штате Баийя и на юге в штате Минас-Жерайс. Зеленокаменные пояса известны в обоих районах. Их вероятным фундаментом служат гранито-гнейсы с возрастом до 3,1–3,4 млрд лет, метаморфизованные в амфиболитовой или гранулитовой фации. Сами пояса сложены вулканитами, от ультраосновных до кислых, и осадочными образованиями, испытавшими метаморфизм низкой ступени амфиболитовой или зеленосланцевой фации. Более молодые плутоны гранитоидов датированы в 2,7 млрд, а метавулканиты в 2,78 млрд лет, что указывает на позднеархейский возраст ЗКП. Их разрез в шт. Минас-Жерайс достаточно типичный: низы – ультрамафиты, включая коматииты, средняя часть – основные и средние метавулканиты, железистые кварциты, граувакки, Mn-карбонаты и силикаты (богатые руды марганца), верхи – филлиты, кварциты, субграувакки. Общая мощность порядка 7 км.

Основной областью распространения *раннепротерозойского* складчатого комплекса в Южной Америке является центрально-восточная часть Гвианского щита, где он слагает пояс Марони-Итакаюнас, находящий свое продолжение по южную сторону Амазонской впадины в северо-восточной части Центрально-Бразильского щита. По своему общему строению этот пояс весьма напоминает гранит-зеленокаменные области архея. Отдельные выступы последнего имеются среди образований пояса (они отмечались выше), но основная масса пород принадлежит все же нижнему протерозою. На фоне преобладающего развития гранито-гнейсов и мигматитов здесь выделяются многочисленные и весьма протяженные зеленокаменные пояса синклинорного строения с преобладанием мафитов и ультрамафитов в нижней части, средних и кислых метавулканитов в средней и метаосадочных пород в верхней части. Метаморфизм убывает от амфиболитового по периферии до низшей ступени зеленосланцевого в центральной части ЗКП. Радиометрические датировки показывают, что рассматриваемый пояс развивался в интервале 2,2–1,8 млрд лет т.н. Пояс в целом надвинут на севере на архейский блок Иматака, а его вероятное продолжение по другую сторону Атлантики составляет Бирримский пояс Западной Африки. Как будет сказано в следующей главе, для последнего пояса доказывается энсиматическое происхождение, в то время как многочисленные выходы архейского основания в поясе Марони-Итакаюнас свидетельствуют о его энсиалической природе. Однако увеличение концентрации ЗКП в северо-восточном направлении позволило А.Гудвину заключить, что этот пояс здесь становится энсиматическим. Следовательно можно допустить, что в юго-западном направлении происходит вырождение раннепротерозойского подвижного пояса, связанное с уменьшением степени деструкции архейской континентальной коры.

Нижнепротерозойские интенсивно складчатые, метаморфизованные и гранитизированные образования, в том числе типа ЗКП, выступают также на небольших участках северо-восточного обрамления эократона Сан-Франсиску. А в его крайней южной части нижнепротерозойская супергруппа Минас, несогласно перекрывающая архейский зеленокаменный пояс, носит уже характер платформенного чехла, хотя и претерпевшего довольно интенсивные деформации, и потому будет описана ниже.

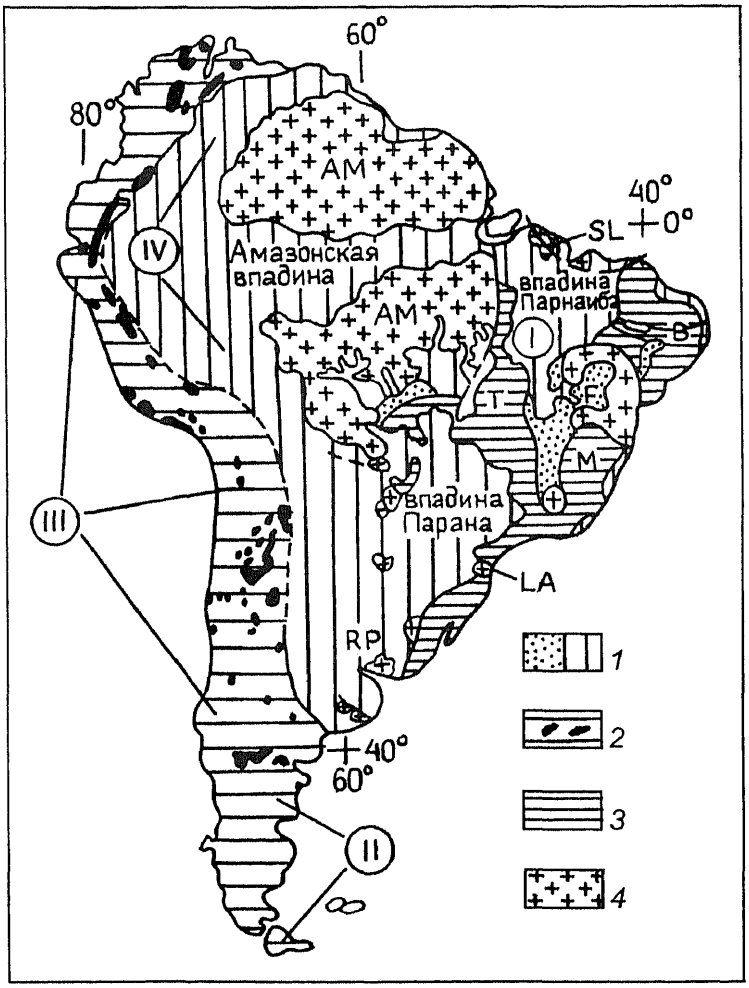


Рис. 6-2. Коровые провинции Южной Америки (по У.Кордани и К.Сато)

1 – осадочный чехол; 2 – Андский пояс с выходами докембрия; 3 – неопротерозойские тектонические провинции; 4 – кратонные области. I – Южно-Американская платформа; II – Патагонская платформа; III – Андский пояс; IV – передовые прогибы Андского пояса. *Кратоны и фрагменты кратонов*: AM – Амазонский, SL – Сан-Луиш, SF – Сан-Франсиску, LA – Луиш-Альвеш, RP – Рио-де-Ла-Плата. *Позднепротерозойские провинции*: T – Токантинс, B – Борборема, M – Мантикейра

К началу *среднего протерозоя* значительная часть фундамента будущей платформы уже испытала кратонизацию и средний протерозой на ней местами развит в виде платформенного чехла. Исключение составляют западная и юго-западная периферия Гвианского и Центрально-Бразильского щитов и зона между эократонами Гояс и Сан-Франсиску, точнее, в восточном обрамлении «срединного массива» Гояс – система Уруасу.

Система Уруасу носит явно эншалический характер и является аналогом африканских Кибарид и Урумид (см. следующую главу). Ее слагают метаморфизованные в зеленосланцевой фации и собранные в складки северо-восточной, направленной к эократону Сан-Франсиску вергентности песчано-глинистые отложения мелководно-морского происхождения с небольшим участием вулканитов и карбонатов мощностью порядка 4 км.

К тому же разряду эншалических подвижных систем рифтогенного происхождения относится складчатая *система Эспиньясу* в юго-восточном обрамлении эократона Сан-Франсиску и одноименной синеклизы. Сложена она мощной (6–8 км) циклически построенной толщей базальных и внутриформационных конгломератов (алмазоносных), кварцитов и филлитов с подчиненными, преимущественно основными вулка-

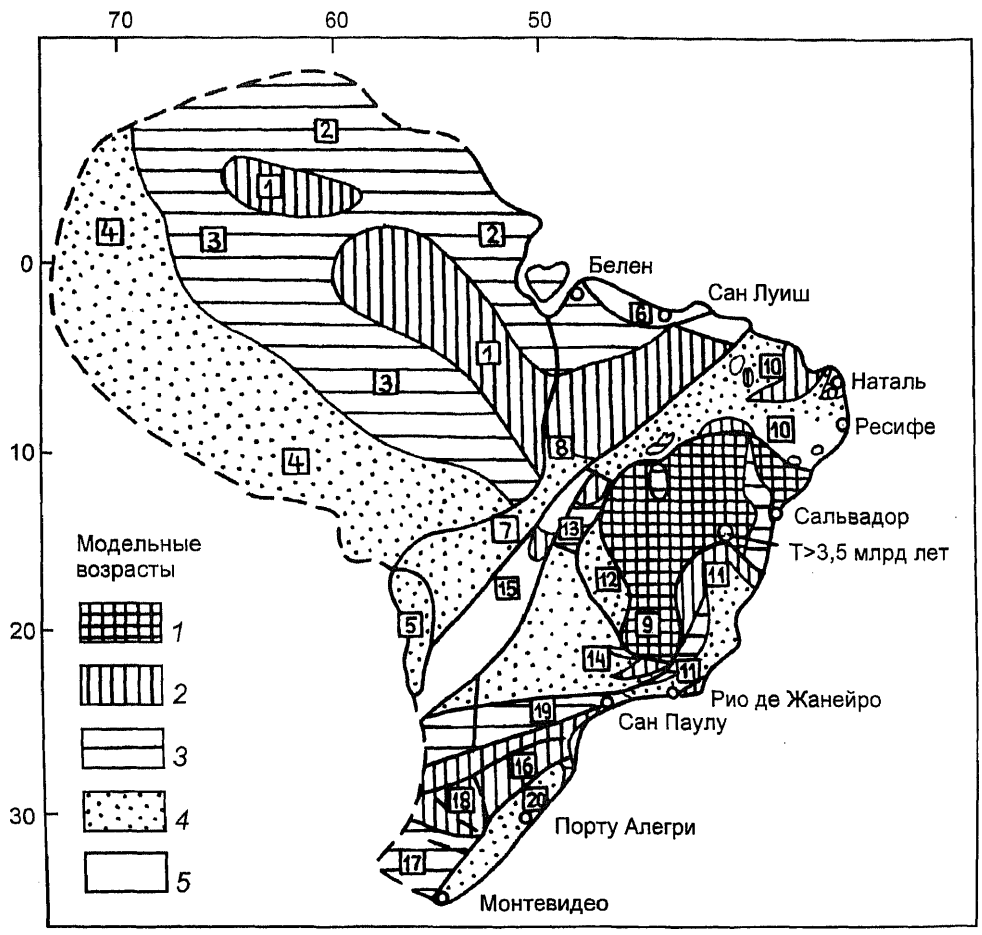


Рис. 6-3. Коровые домены Южно-Американской платформы (по У.Кордани и К.Сато)

Sm–Nd модельные возрасты (T_{DM}): *1* – 3,5–3,0 млрд лет; *2* – 3,0–2,5 млрд лет; *3* – 2,5–2,0 млрд лет; *4* – 2–1,5 млрд лет, *5* – <1,5 млрд лет. 1 – Центрально-Амазонская провинция; 2 – провинция Марони-Итакаюнас; 3 – провинция Вентуан-Тапажуш; 4 – провинции Риу-Негру-Журуэна и Рондония; 5 – кратонный фрагмент Риу-Апа; 6 – кратонный фрагмент Сан-Луиш; 7 – тектонический домен пояса Парагвай-Арагуайа; 8 – тектонический домен пояса Токантинс; 9 – кратон Сан-Франсиску; 10 – тектонический домен провинции Борборема; 11 – тектонический домен пояса Арасуаи; 12 – тектонический домен пояса Бразилиа; 13 – тектонический домен пояса Уруасу; 14 – тектонический домен поясов Араша и Альто Риу Гранди; 15 – магматическая дуга Гояс; 16 – кратонный фрагмент Луиш-Алвеш; 17 – кратонный фрагмент Рио-де-Ла-Плата; 18 – тектонический блок Сан Габриель; 19 – пояс Рибейра; 20 – пояс Дон Фелисиано

нитами. Толща участвует в складчато-надвиговых, чешуйчатых дислокациях западной, т.е. в направлении эократона, вергентности; встречаются интрузии гранитов.

Совершенно иную природу имеют периферические подвижные пояса платформы. Одним из наиболее протяженных является *пояс Риу-Негру-Журуэна*, простирающийся на 2,5 тыс. км от границы Бразилии с Парагваем и Боливией на юге до Венесуэлы на севере. Этот пояс, сочетающий особенности гранулит-гнейсового и краевого вулкано-плутонического поясов, формировался в основном в начале раннего рифея, поскольку его образования несогласно перекрыты недеформированными кислыми лавами с возрастом 1,65–1,6 млрд лет и осадками с возрастом 1,6–1,4 млрд лет. Сам пояс сложен в основном переработанными раннедокембрийскими интрузивными и супракрустальными образованиями, включая реликты ЗКП. Он широко интрудирован щелочными сиенитами с возрастом 1,45–1,4 млрд лет.

На западе и юго-западе к только что описанному поясу примыкает другой, уже среднерифейский *пояс Рондония*, простирающийся от Уругвая до Венесуэлы на расстоянии более 4000 км. Он состоит из двух зон – внутренней и внешней, также отличающихся по времени завершения своего формирования, составляющего

соответственно 1,35–1,3 и 1,0–0,95 млрд лет. Внутренний *пояс Сан-Игнасио* сложен гранулитами, гнейсами и сланцами первично осадочного, терригенного происхождения, интрудированными син- и посттектоническими гранитами, известково-щелочными, но повышенной калиевости. В ядрах антиформ местами выступают раннедокембрийские образования, метаморфизованные в гранулитовой фации. Орогенез Сан-Игнасио сменился накоплением мелководно-морских обломочных осадков и излияниями базальтов. В конце среднего рифея они испытали метаморфизм амфиболитовой фации, складчатость и были прорваны гранитами и пегматитами; последние несут с собой оловянное и танталовое оруденение. Многие гранитные плутоны имеют кольцевую форму, наряду с этим встречаются штоки и батолиты, в том числе гранитов типа рапакиви, с возрастом 1270–1180 млн лет. Допускается происхождение гранитов за счет анатексиса более древней коры. Заключительный орогенез пояса Рондония, носящий местное название Сунсас, вполне очевидно, соответствует планетарному гренвильскому.

За всеми этими событиями последовало новое восстановление стабильности платформы, но вскоре опять началась деструкция. Она привела к образованию двух параллельных складчатых систем субмеридионального простирания – Парагвай-Арагуайа и Бразилиа, разделивших кратоны Амазонский и Сан-Франсиску и в свою очередь разделенных срединным массивом Гояс, а также к становлению гранулит-гнейсового Приатлантического пояса. Первые две системы часто объединяют под названием *бразилид*, ибо их заключительные деформации относятся к орогенезу, называемому в Южной Америке бразильским (равном байкальскому).

Складчатая *система Парагвай-Арагуайа* окаймляет с востока и юго-востока Амазонский кратон, на севере вдоль пограничного тектонического шва простирается цепочка тел серпентинизированных мафитов-ультрамафитов, а на юге, где фронт системы поворачивает к юго-западу, перед ним располагается молассовый передовой прогиб; моласса имеет вендский возраст, а ее складчатость является предкембрийской. В сложении позднепротерозойского комплекса участвуют кварциты, различные сланцы амфиболитовой (внизу) и зеленосланцевой (вверху) фаций, основные и ультраосновные метавулканиты. Имеются пачки конгломератов, кремней, джеспилитов, а на юге разрез завершают строматолитовые карбонаты; там же известны тиллиты. Все эти отложения подверглись интенсивным складчато-надвиговым деформациям с вергентностью в направлении Центрально-Бразильской (Амазонской) протоплатформы, на краю которой возрастные аналоги складчатого комплекса залегают уже недеформированным чехлом. Юго-западным вероятным продолжением данной складчатой системы служит массив Сьерра-Пампа в Аргентине, уже почти непосредственно примыкающий к Андам, а промежуточное между ними звено скрыто под фанерозойским чехлом зоны перикратонных опусканий.

Вторая ветвь бразилид – *система Бразилиа*, надвинута на востоке на эократон Сан-Франсиску, а на западе отделяется от системы Парагвай-Арагуайа *срединным массивом Гояс* с архейским фундаментом и среднепротерозойским чехлом, смятым в складки, образующим систему Уруасу. На севере система Бразилиа погружается под фанерозой синеклизы Парнаиба, сливаясь здесь, вероятно, с системой Арагуайа-Парагвай. Поэтому их нередко объединяют под названием провинции Токантинс (рис.6-4), по названию еще одного притока Амазонки. Слагает систему Бразилиа чередование псаммитов и пелитов, метаморфизованных

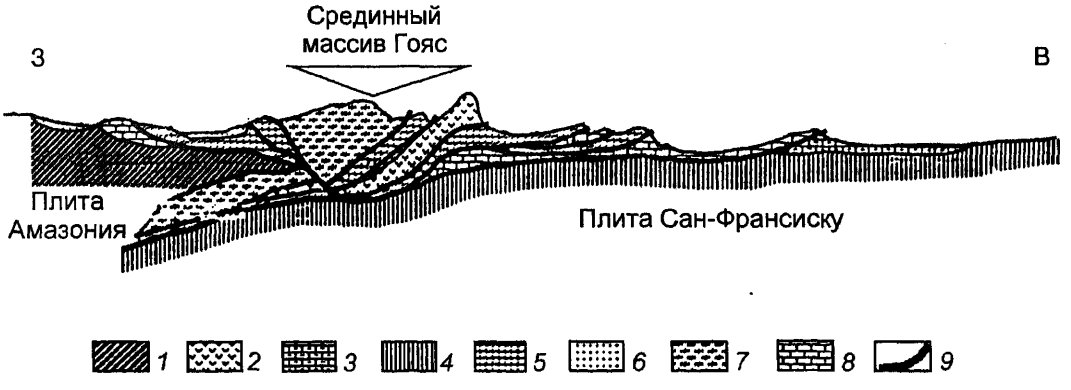


Рис. 6-4. Современный профиль через структурную провинцию Токантинс (по А.Ж.Стридеру и М. де Фрейташ Суита)

1 – Амазонская континентальная плита; *2* – расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии и связанный с ними вулканогенно-осадочный комплекс; *3* – недеформированные низкоградные метаосадки; *4* – континентальная плита Сан-Франсиску; *5* – среднеградные метаосадки (меланж) и гранито-гнейсы; *6* – фанерозойский осадочный чехол; *7* – нерасчлененные гранито-гнейсы, зеленокаменные пояса и вулканогенно-осадочные комплексы; *8* – деформированные низкоградные метаосадки; *9* – надвиги

в зеленосленцевой фации, с участием карбонатов и в верхней части – тиллитов. Слои умеренно деформированы, вергентность направлена на восток, к кратону Сан-Франсиску.

Весьма своеобразной является структура складчатой области того же возраста, расположенной в пределах северо-восточного выступа Бразилии, между кратоном Сан-Франсиску и полосой атлантических перикеанских бассейнов – *провинции Борборема*. Структура эта характеризуется чередованием горстовых поднятий, сложенных породами раннего докембрия, переработанными бразильским термотектогенезом, и прогибов, заполненных верхнепротерозойскими отложениями. Состав этих отложений, степень их метаморфизма и интенсивность деформаций несколько различны во внешних и внутренних прогибах. В последних состав отложений псаммито-пелитовый, метаморфизм достигает амфиболитовой фации, обычна мигматизация, складчатость изоклинальная с вергентностью в направлении блоковых ограничений. В первых развиты карбонатно-терригенные отложения, метаморфизм зеленосланцевый, но складчатость так же изоклинальная, вергентность направлена к кратону Сан-Фрасиску и небольшому кратону Сан-Луиш у северного побережья Бразилии. Разрезы как тех, так и других прогибов заканчиваются молассами. Общее простирание структурных элементов провинции Борборема северо-восточное, с некоторым расхождением осей (виргацией) от северо-северо-востока до востоко-северо-востока в том же направлении. Широко распространены плутоны гранитоидов, в основном «бразильского» возраста. С пегматитами, их сопровождающими, связаны месторождения Be, Ta и Li, а со скарнами – W, Mo, Fe и некоторые другие.

Южным продолжением провинции Борборема служит *провинция Мантикейра*, совпадающая с одноименным горным кряжем, протягивающимся вдоль атлантического побережья до бразильско-уругвайской границы. Северный сегмент провинции известен еще как *пояс Рибейра*, а южный – как *Дон Фелисиано*. Первый примыкает с востока к кратону Сан-Франсиску, второй граничит с наложенной фанерозойской синеклизой Парана. В своих общих чертах структура провинции Мантикейра близка к структуре провинции Борборема того же Приатлантического гнейсово-гранулитового пояса. В ней также различаются древние массивы, сложенные раннедокембрийскими, вплоть до архейских образованиями, метаморфизованными в амфиболитовой или гранулитовой фациях, вмещающими плутоны гранитоидов, мигматизированными и испытавшими «бразильскую» переработку, а между этими массивами протягиваются зоны развития интенсивно деформированных (изоклинальные складки, надвиги) верхнепротерозойских отложений, метаморфизованных в зеленосланцевой или амфиболитовой фациях. Эти отложения имеют в основном псаммито-пелитовый состав с подчиненными карбонатами, железистыми кварцитами, тиллитами и основными вулканитами. В них внедрены многочисленные интрузии гранитоидов – синтектонические с возрастом 650 млн лет (предвендские) и посттектонические – 540 млн лет (предкембрийские). На крайнем юге Приатлантический пояс граничит с кратоном Рио-де-Ла Плата, обнажающимся своей небольшой частью из под фанерозойского чехла.

6.1.2. Чехол Южно-Американской древней платформы

Древнейший, *раннепротерозойский чехол* представлен отложениями супергруппы Минас, развитой на южном окончании эократона Сан-Франсиску и знаменитой своими залежами железистых кварцитов – итабиритов (отсюда ее название Минас, *португ.* – руды). Эти залежи сосредоточены в нижней части толщи в сочетании с кварцитами и филлитами. Выше залегают более глубоководные флишоидные отложения. Общая мощность супергруппы составляет несколько тысяч метров. Она весьма интенсивно деформирована, вплоть до образования тектонических покровов, но это результат деформаций не только конца раннего протерозоя, около 2,0 млрд лет т.н., но и более поздних, в конце среднего и даже позднего протерозоя, под влиянием импульсов со стороны смежных с востока подвижных систем соответствующего возраста.

Значительно большим распространением пользуется в Южной Америке *среднепротерозойский* протоплатформенный *чехол*, распространенный в основном на Амазонском кратоне. Накоплению собственно чехольных образований здесь предшествовало формирование вулкано-плутонической ассоциации кислого–среднего состава, включающей граниты типа рапакиви, получившей распространение на огромных площадях, порядка двух миллионов квадратных километров на Центрально-Бразильском щите и миллиона – на Гвианском. Этот магматизм протекал на фоне рифтинга, приведшего к расчленению фундамента на грабены и горсты. Естественно, что вулканиты сохранились в грабенах, где они перемежаются с обломочными осадками. Эти образования перекрываются в обоих щитах мощной пестроцветной обломочной толщей, насыщенной силлами и дайками габбро, норитов, диабазов. Мощность силлов достигает сотен метров. Эта толща, в отличие от подстилающей, уже не затронута разрывными дислокациями. Датировки обоих комплексов дают широкий разброс – от 1,8 и до 1,5–1,4 млрд лет, т.е. все они принадлежат верхам нижнего протерозоя и нижнему рифею.

К среднепротерозойскому чехлу следует еще отнести платформенный аналог супергруппы Эспиньясу (см. выше), в который последняя переходит в восточном направлении. Эта серия – Чапада Диамантина – знаменита своей алмазоносностью, откуда и ее название.

Позднепротерозойский платформенный чехол выполняет наложенную в это время на эократон Сан-Франсиску одноименную синеклизу. Чехол этот имеет в основании тиллиты и слагается внизу обломочными, а вверху терригенно-карбонатными отложениями мелководно-морского происхождения. Верхняя толща также имеет в основании горизонт тиллитов.

Верхнепротерозойские чехольные отложения распространены еще в западной, приандской зоне перикратонных опусканий, где они согласно перекрываются нижним палеозоем.

В *кембрии* и раннем-среднем *ордовике* почти вся территория платформы испытывала преимущественно поднятие – последствие бразильского тектогенеза, а в остаточных межгорных прогибах бразилид в кембрии еще продолжалось накопление моласс. Погружения происходили в перикратонной, приандской полосе на западе, компенсируясь накоплением терригенных, а на юге, в Аргентине, карбонатно-терригенных отложений умеренной мощности, нарастающей в направлении современных Анд.

К позднему ордовику поднятия основной части платформы угасли и началось формирование трех крупных внутренних бассейнов – Амазонского, Парнаиба (Мараньон) и Парана (рис.6-5). Весьма вероятно, что началось оно рифтингом; для бассейна Параны такой рифтинг предполагается в кембрии, следы его обнаружены геофизикой.

В раннем *силуре* трансгрессия усилилась, во всех внутренних бассейнах и на юге перикратонного бассейна накапливались преимущественно мелководно-морские терригенные осадки, но в позднем силуре произошла регрессия и преобладание, кроме синеклизы Парнаиба, получили континентальные песчаные отложения. Новая трансгрессия наступила в *девоне*, охватив все бассейны платформы, кроме западной части Амазонского, который погрузился ниже уровня моря уже в среднем девоне. Но на остальной площади платформы с этого времени стали нарастать поднятия, достигшие максимума в раннем *карбоне*, когда морские условия сохранились лишь в бассейне Парнаиба. Как и ранее, в среднем палеозое накапливались почти исключительно терригенные, преимущественно песчаные осадки. Их мощность измеряется первыми сотнями метров для каждого отдела, реже больше.

В среднем–позднем карбоне возобновилось погружение Амазонской синеклизы, которая на востоке сливалась с Парнаибской. В них отлагались карбонатно-терригенные осадки с участием эвапоритов. Между тем южная часть платформы, включая синеклизу Парана, в конце карбона была охвачена покровным оледенением, общим для всей Гондваны. Интенсивностью погружениия здесь выделяется прогиб, следующий из района Чако Приандской зоны на востоке в направлении Южных Сьерр Буэнос-Айреса. Он имеет, вероятно, рифтогенную природу, и в этом прогибе Чако-Пампа накопилось до 1,5 км марино-гляциальных и терригенных отложений. В ранней *перми* во всех бассейнах началась регрессия и они сократились в размерах. В синеклизе Парана происходило угленакопление, частично в паралических условиях. Морская терригенная толща относительно большой (1,2 км) мощности отложилась лишь в грабен-прогибе Южных Сьерр Буэнос-Айреса и в северной перикратонной зоне, где накапливались карбонатно-терригенные осадки с участием эвапоритов. А в Центрально-Патагонской впадине морские условия чередовались с континентальными.

В поздней перми почти вся платформа, кроме Южных Сьерр Буэнос-Айреса и Фолклендских (Мальвинских) о-вов, была охвачена поднятиями. Они продолжались и в раннем *триасе*, когда рифт Южных Сьерр Буэнос-Айреса испытал инверсию и складчатые деформации. Абсолютное преобладание поднятий характеризовало развитие платформы в течение всего триаса и *юры;* лишь локально, в остаточных впадинах, особенно Чако-Параны отлагались маломощные континентальные осадки и местами, в частности на северо-востоке, в рифте Такуту в Гайане изливались щелочные базальты. В позднем триасе море ненадолго вторглось в перикратонную зону в районе Боливии.

Новый этап в истории платформы начинается в *поздней юре*. Главным событием этой эпохи явилось зарождение мощной континентальной рифтовой системы, вдоль которой в *раннем мелу* произошло раскрытие Южной Атлантики. На бразильском побережье и шельфе возникли полуграбены, заполнявшиеся аллювиально-дельтовыми осадками, среди которых встречаются покровы базальтов. Грабен Реконкаво-апофиз этой системы вдается глубоко в тело континента. Накопление континентальных осадков и излияния базальтов продолжались и в неокоме, достигнув мощности более 5 км. Особенно мощные (до 1,5 км) покровы плато-базальтов залили синеклизу Параны; их восточное продолжение после раскрытия Атлантики оказалось в Африке, в основном в Намибии – базальты Этендека. В самой Южной Америке магматизм этой эпохи проявился весьма широко, на севере вплоть до рифта Такуту в Гайане, заняв площадь порядка двух миллионов квадратных километров.

Помимо рифтовых впадин Бразилии и Гвианы, приуроченных к полосе побережья, на юге континен-

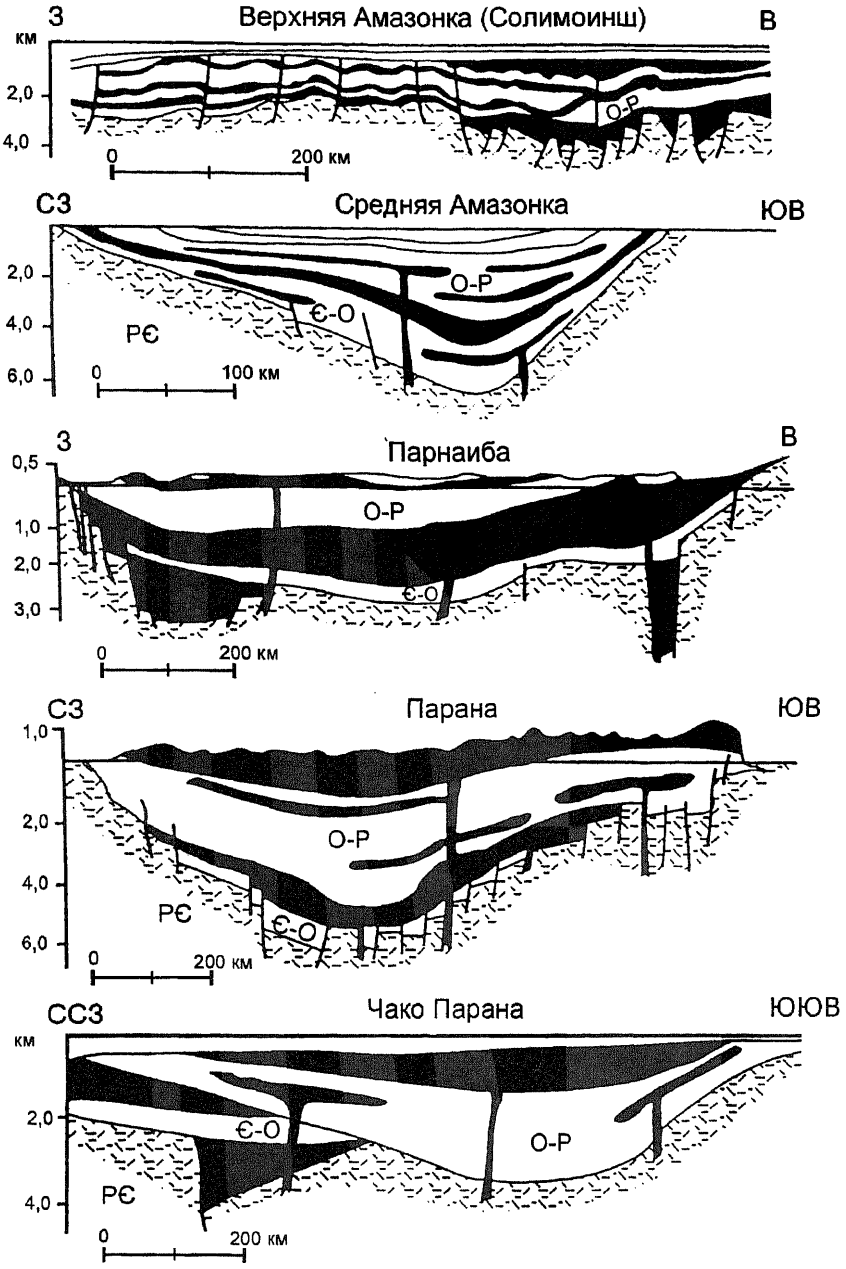


Рис. 6-5. Геологические профили бассейнов Южно-Американской платформы (по Э.Ж.Милани и П.В.Залану)
Черной заливкой показаны мезозойские магматиты

та, в Аргентине возникли субширотные рифтовые *прогибы Рио-Салado и Рио-Колорадо*, продолжающиеся с тем же простиранием на шельфе и разделенные инверсионным *поднятием Сьерр Буэнос-Айреса*.

В апте морские воды проникли с юга в бразильские рифты и здесь началось интенсивное соленакопление (первичная мощность солей до 2 км) в бассейне типа Красного моря, другой борт которого прослеживается в Габоне, Конго и Анголе. С этими солями связано проявление галокинеза на подводной окраине Бразилии. В конце апта – альбе произошло уже полное раскрытие Южной Атлантики, отразившееся в периокеанских бассейнах Южной Америки сменой эвапоритов нормально-морскими, карбонатными и глинисты-

ми отложениями. На противоположной, приандской окраине платформы континентальные отложения сменяются морскими, на севере уже в начале мела.

В *позднем мелу* погружение атлантической окраины усилилось на всем ее протяжении, судя по смене мелководных отложений более глубоководными. Толеит-базальтовый вулканизм сменился более локальным щелочно-базальтовым и ультрамафитовым, который проявлялся и в глубине континента, с образованием многочисленных кольцевых плутонов щелочно-ультраосновного и щелочно-гранитного состава с Nb, Ta, Zr, Th оруденением. Возникли новые рифтовые прогибы, ориентированные перпендикулярно побережью, очевидно вдоль трансформных разломов океана – Маражу в устье Амазонки и Северо-Фолклендский на юге. На некоторых участках окраины погружения временами прерывались поднятиями. В приандской перикратонной зоне на севере преобладало накопление мелководно-морских терригенно-карбонатных осадков с эвапоритами, на юге континентальных; и тут, и там местами изливались щелочные базальты. В *раннем палеогене* уже на всем протяжении этой зоны осадконакопление протекало в континентальных условиях. А на атлантической окраине в эоцене возобновились движения по разломам, и в прибрежной полосе юго-восточной Бразилии образовалась система грабенов, вытянутых вдоль побережья. На севере зоны периокеанских бассейнов в палеоцене получили распространение рифовые постройки, а в эоцене – карбонатные платформы; на внешнем шельфе и склоне континента преобладают глины. Местами продолжаются излияния базальтов.

В *олигоцене* начинается *неотектонический этап* развития платформы. К этому времени на западной ее окраине уже сформировался Андский ороген. На восточной окраине область седиментации сместилась в основном в пределы современных шельфа и склона, а характер ее принципиально не изменился. Остальная часть платформы постепенно втягивалась в поднятия, усилившиеся в середине миоцена и создавшие современные Гвианское и Бразильское нагорья. Относительное погружение испытывали лишь впадины Амазонки, Параны и прогибы Патагонии. В этом последнем районе происходили наиболее мощные излияния базальтов субщелочного состава. На подводной атлантической окраине формировались крупные авандельты, в частности Амазонки.

6.2. Патагонская молодая платформа

Эта платформа занимает южную равнинную часть материка; с древней платформой она граничит примерно вдоль долины Рио-Колорадо. Фундамент Патагонской платформы обнажен слабо и выступает в двух массивах – на севере в массиве Сомункура (Северо-Патагонском) и на юге в массиве Десеадо (Южно-Патагонском). Наиболее древними образованиями фундамента являются позднедокембрийские, выступающие на Мальвинских о-вах. На севере известен также слабо метаморфизованный нижний и средний палеозой, в частности силур, а на юге мощный морской верхний палеозой выполняет прогиб северо-северо-западного простирания. Но наиболее широким распространением в фундаменте пользуются верхнепалеозойские же и триасовые гранитоиды и кислые вулканиты, ассоциирующиеся с континентальной молассой. Именно это дает основание считать Патагонскую платформу эпигерцинским образованием. Накопление ее чехла началось в лейасе и до байоса включительно отлагались мелководно-морские терригенные осадки. Затем произошла мощная вспышка субаэрального среднего–кислого вулканизма и только на юге и на востоке – на Фольклендском шельфе, вулканиты замещаются морскими песчано-глинистыми отложениями.

К поздней юре относится образование рифтогенных прогибов *Рио-Колорадо* на границе с древней платформой, *Чубут-Сан-Хорхе* между Северо- и Южно-Патагонскими массивами и Магелланова к югу от последнего, позже преобразованного в передовой прогиб Патагонских Анд. В прогибе Колорадо мощность меловых–палеоценовых континентальных и морских осадков достигает 6 км. На западе, за поперечным поднятием, этот прогиб переходит в примыкающую к Андам *впадину Неукен*, где в неокоме отлагались карбонаты, в апте красноцветы и эвапориты, а в альбе континентальные осадки. В прогибе Сан-Хорхе мощность верхнеюрских и меловых отложений составляет около 6 км. В эоцене наступила регрессия, а Северо-Патагонский (Сомункура) массив стал ареной андезитового вулканизма; в миоцене интенсивный платобазальтовый вулканизм охватил уже практически всю платформу; он продолжался до четвертичного периода включительно, прекратившись лишь около 15 тыс. лет т.н.

6.3. Андский подвижный пояс

Андский пояс простирается вдоль западной окраины Южно-Американского континентта на 9 тыс. км и достигает наибольшей ширины, порядка 750 км, в своей средней части (рис.6-6). На северо-востоке вдоль разлома Боконо он граничит с Карибскими Береговыми хребтами, принадлежащими южному флангу Антильской островной дуги. На северо-западе западная зона Анд через структуры Панамского перешейка протягивается на соединение с Кордильерами Северной

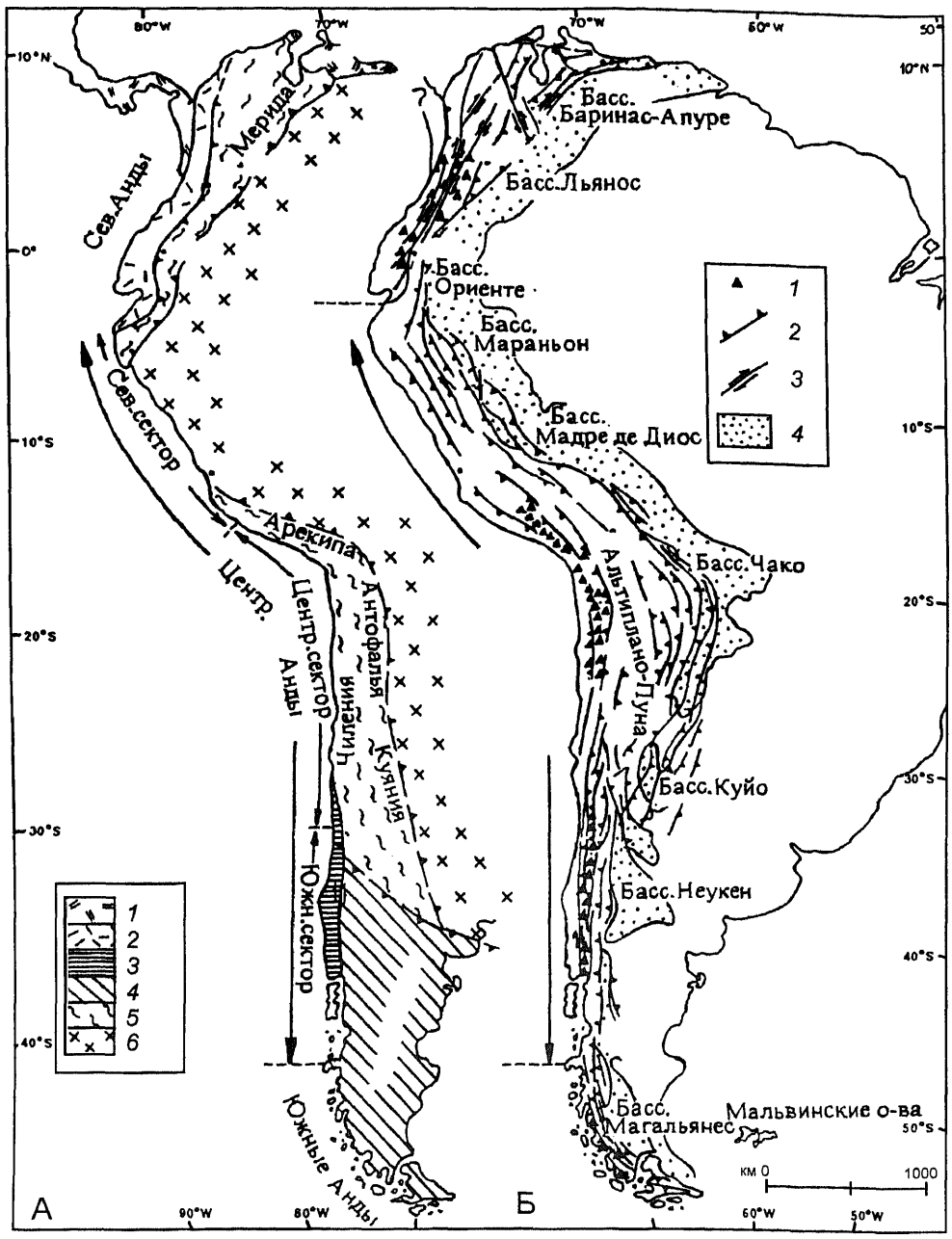


Рис. 6-6. Основные геологические подразделения Анд (по В.А.Рамосу)

А – террейны фундамента согласно времени аккреции к протоокраине Гондваны: *1* – третичные, *2* – мезозой, *3* – ранний мезозой, *4* – поздний палеозой, *5* – ранний палеозой, *6* – протоокраина Гондваны; Б – структурная схема с главными субандийскими бассейнами форланда: *1* – вулканы, *2* – главные надвиги, *3* – сдвиги, *4* – субандийские бассейны форланда

Америки, а в промежутке структуры Анд уходят в Карибское море, срезаясь поперечным сдвигом Ока. На юге Анды через о-в Южная Георгия и дугу Скотия сочленяются со своим антарктическим продолжением – Антарктаидами (см. гл.10). По простиранию Анды подразделяются на три сегмента – Северный, Центральный и Южный. Граница между Северными и Центральными Андами является более четкой, чем между

Центральными и Южными; она определяется резким изгибом складчатой системы – сменой меридионального простирания на юго-восточное и поперечным погружением, лежащим на продолжении Амазонской впадины и зоны экваториальных разломов Атлантики и Галапагосской оси спрединга.

Центральные Анды так же достаточно отчетливо распадаются на два субсегмента: Перуанско-Боливийский и Чилийско-Аргентинский. Первый имеет северо-западное простирание, второй – меридиональное. На их сочленении береговая линия континента делает резкий изгиб – это так называемый угол Арики, по названию находящегося здесь самого северного чилийского города. Против этого угла Анды достигают наибольшей ширины и образуют выступ к востоку. Граница Центральных и Южных Анд находится на западном продолжении границы между древней и молодой платформами в Патагонии. Южные Анды – самая узкая часть всего горного пояса.

Северные Анды представляют собой в новейшей структуре пучок мегаскладок, резко сжатый на юге, в Эквадоре, где его ширина составляет всего 100 км, и сильно расширяющийся – до более 450 км – на севере, в Колумбии и Венесуэле.

Северные Анды отделяются от Гвианского щита древней платформы полосой Субандских передовых молассовых прогибов, состоящей из трех звеньев, разделенных поперечными поднятиями. Восточное звено, являющееся фактически передовым прогибом Карибских Береговых хребтов, составляет *Восточно-Венесуэльский*, или *Оринокский прогиб*. Он отделяется погребенным поднятием Эль-Баул фундамента платформы, перекрытым нижнепалеозойским чехлом, от *прогиба Апуре-Баринас* в юго-западной Венесуэле и восточной Колумбии. Этот прогиб сводом Араука разделяется на впадину Баринас на севере и впадину Льянос на юге. Последняя отделена поднятием Сьерра-де-Макарена, сложенным ордовикскими песчаниками, непосредственно залегающими на кристаллическом фундаменте, от *прогиба Иквитос*, или *Путумайо*, продолжающегося из Колумбии в Эквадор и северо-восточный Перу.

Два первых прогиба наложены на пассивную окраину Гвианского щита, перекрытую маломощным чехлом мелководно-морских терригенных нижнепалеозойских и карбонатно-терригенных меловых отложений, между которыми залегают континентальные красноцветы нижнего мезозоя. В направлении орогена осадки становятся более глубоководными, а мощность их возрастает. Прогиб Иквитос находится в створе Амазонской синеклизы и поперечного прогиба между Северными и Центральными Андами.

Заложение прогибов было неодновременным – Оринокского в позднем эоцене, Иквитос в среднем олигоцене, Баринас-Льянос в позднем миоцене. Внутреннее строение прогибов обычное для такого рода структур – пологие внешние крылья со складками платформенного типа, сильно сжатые, осложненные надвигами складки с вергентностью к оси прогиба во внутренних крыльях. От орогена прогибы отделены крупными разломами-надвигами.

Собственно ороген Северных Анд состоит из нескольких крупных поднятий, выраженных в рельефе горными хребтами – кордильерами, и разделяющих их более узких прогибов, вдоль которых следуют речные долины (рис.6-7). Передовым поднятием орогена служит *Восточная Кордильера Колумбии*; межгорным прогибом р. Магдалены она отделяется от Центральной Кордильеры. Южным продолжением Восточной Кордильеры является поднятие Напо-Галерас с выходом на поверхность интенсивно дислоцированного нижнего палеозоя и антиклинорий Сьерра-де-Кутуку в восточном Эквадоре. В северном направлении Восточная Кордильера раздваивается; ее восточная ветвь – *Сьерра-де-Мерида*, протягивается к востоко-северо-востоку, а западная – *Сьерра-де-Периха*, сначала к северу, а затем к северо-востоку. В раструбе между ними располагается *межгорная впадина Маракайбо* с одноименной лагуной в центре.

В отдельных блоковых поднятиях Восточной Кордильеры на поверхность выведен докембрийский кристаллический фундамент, перекрытый слабо метаморфизованным нижним–средним и практически неметаморфизованным верхним палеозоем и континентальным нижним мезозоем. В верхней юре появляются эвапориты, с которыми связаны проявления диапиризма в вышележащих отложениях. Основную часть складчатого комплекса составляют мелководно-морские меловые отложения, достигающие огромной, до 12–14 км, мощности. Восточная Кордильера представляет собой инверсионную структуру, образованную в центральной части бассейна, возникшего в конце юры к востоку от островной дуги (задуговой бассейн) Центральной Кордильеры и общего с будущими прогибами средней Магдалены и Льянос (рис.6-8). Поднятие Кордильеры и обособлениие этих прогибов произошло лишь в среднем миоцене. При инверсии и формировании современной складчато-надвиговой структуры были использованы листрические сбросы, образованные на стадии растяжения и заложениия бассейна.

Поднятие *Центральной Кордильеры Колумбии* продолжается в Эквадоре Кордильерой Реал или Восточной Кордильерой этой страны. На севере Центральная Кордильера погружается под прогиб нижней Магдалены, но еще севернее, на побережье Карибского моря, располагается высокий *массив Сьерра-Невада-де-Санта Марта*, в котором обнажается докембрийский фундамент, датируемый средним протерозоем, как и выс-

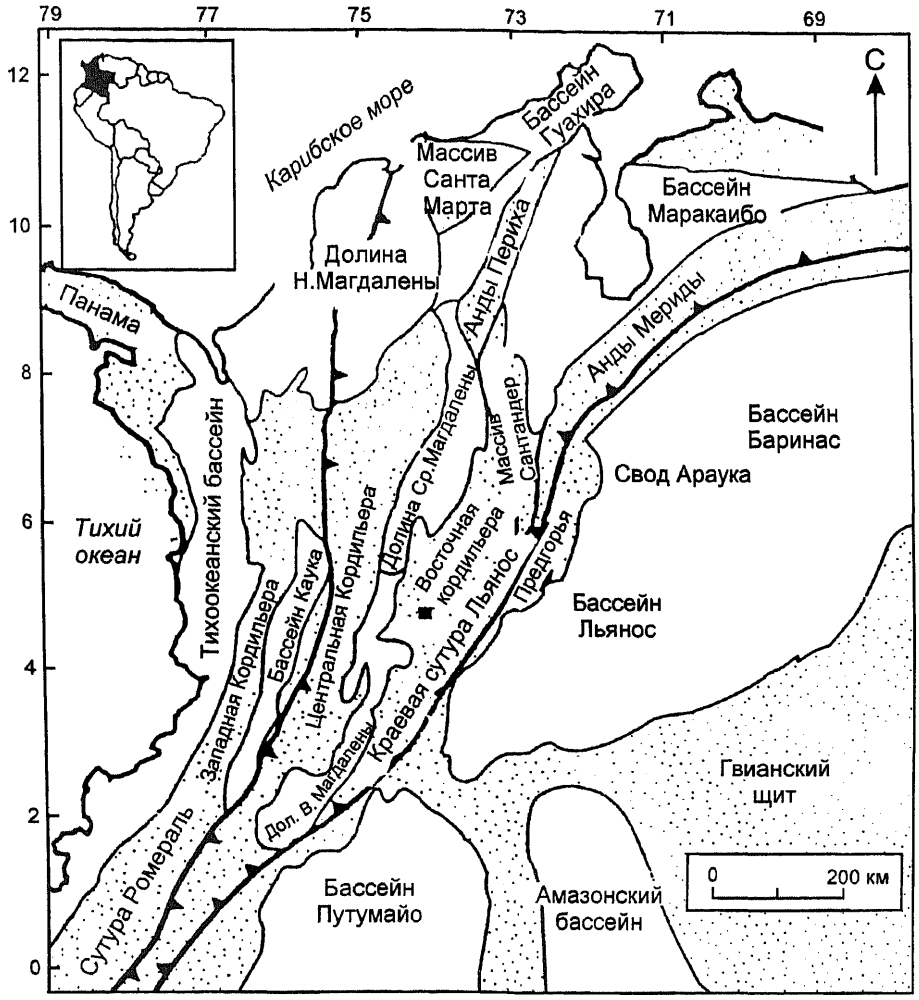


Рис. 6-7. Карта главных тектонических провинций Колумбии (по М.А.Куперу и др.)

тупы фундамента в Восточной Кордильере. Все они, очевидно, представляют продолжение краевого вулкано-плутонического пояса Амазонского кратона – пояса Риу-Негру-Журуэна. Таким образом, энсиалическое происхождение всей восточной части Северных Анд несомненно. Но помимо докембрийского фундамента в сложении Центральной Кордильеры значительное участие принимают палеозойские отложения, испытавшие позднегерцинскую складчатость, метаморфизм и внедрение гранитных батолитов. Начиная с поздней юры эта кордильера выступала в качестве островной дуги, под которую почти до конца мела шла субдукция тихоокеанской коры. В раннем мелу в субдукционном комплексе проявился метаморфизм высоких давлений–низких температур с образованием в самой дуге плутонов гранитоидов. В конце мела – начале палеогена произошло столкновение с поднятием Центральной Кордильеры возникшей ранее к западу от нее энсиматической вулканической дуги и обдукция офиолитов на западный склон Центральной Кордильеры, вдоль надвига Ромерал. С этим событием совпадает окончательное поднятие Центральной Кордильеры выше уровня моря, а к среднему эоцену относится образование складок и надвигов в прогибе средней Магдалены, заполнявшемся молассой.

Центральная Кордильера Колумбии отделена межгорным *прогибом Каука* от *Западной Кордильеры*. Последняя сложена меловыми океанскими и островодужными образованиями. Они имеют изоклинально-чешуйчатую структуру, слабо метаморфизованы и вмещают плутоны раннесенонских гранитоидов. На юге, в Эквадоре (рис.6-9), прогиб между Центральной

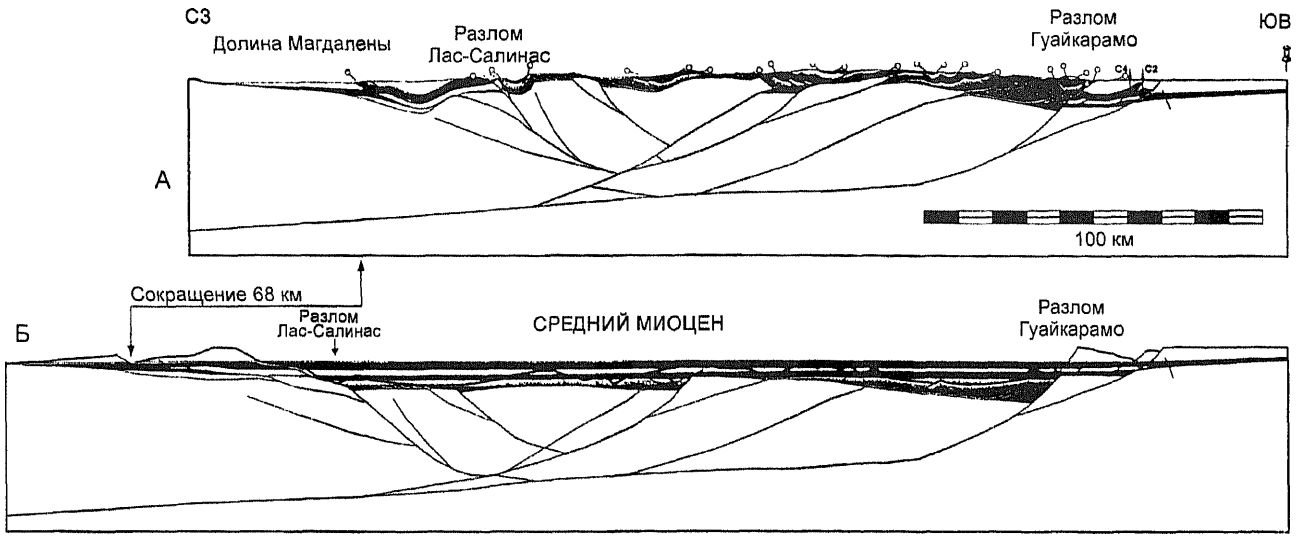


Рис. 6-8. Профили через Восточную Кордильеру (по М.А.Куперу и др.)
А – региональный профиль от долины Средней Магдалены через Восточную Кордильеру до бассейна Льянос; Б – реставрированный профиль доандских деформаций (средний миоцен)

Кордильерой и Кордильерой Реал, продолжением Восточной Кордильеры Колумбии, носит характер узкого грабена рампового типа, ограниченного взбросами, заполненного неогеновыми континентальными отложениями и пересеченного поперечными разрывами. К продольным разрывам, ограничивающим грабен и их пересечению с поперечными разрывами приурочены крупнейшие и более мелкие молодые вулканы Северных Анд – Чимборасо, Котопахи и другие, образующие с вулканами южной Колумбии северную группу андских вулканов.

К западу от Западной Кордильеры Колумбии и Эквадора параллельно ей протягивается глубокий прогиб, выполненный мощнейшей толщей меловых и кайнозойских терригенных отложений. От океана его отделяет в Колумбии поднятие *Береговой Кордильеры* (хр. Баудо), представляющее южный отрезок вулканической дуги, продолжающейся через хр.Дарьен на Панамский перешеек и отделившей в раннем сеноне Карибский бассейн от Тихого океана. Основное поднятие Береговая Кордильера и ее панамское продолжение испытали в конце миоцена. На юге, в Эквадоре, продолжение Береговой Кордильеры Колумбии уходит под воды Тихого океана.

Центральные Анды, как отмечалось выше, делятся на два субсегмента – северный, Перуанско-Боливийский, и южный, Чилийско-Аргентинский, отличающиеся не только разным простиранием, но разной структурой и историей развития. Но главная граница между ними в этом смысле проходит несколько южнее полосы смены простирания, около 25° ю.ш. в северо-западной Аргентине.

Перуанско-Боливийский субсегмент сопровождается с востока продолжением полосы субандских передовых прогибов. Эта полоса выклинивается на юге, в Аргентине, упираясь в краевой массив Сьерра-Пампы (см. ниже). А еще раньше в основании ее весьма мощного (до 7 км начиная с верхов миоцена) молассового выполнения выклиниваются мезозойские и палеогеновые отложения пассивной окраины Южно-Американской платформы. В конце плиоцена и в четвертичное время внутреннее крыло прогиба было охвачено интенсивной складчатостью, осложненной надвигами, и испытало значительное поднятие с образованием предгорных цепей высотой до 3,5 км. Тогда же образовался крупноамплитудный фронтальный надвиг орогена на прогиб.

Сам ороген на данном отрезке имеет, в отличие от западных зон Северных Анд, явно эншиалическое заложение, наиболее четко доказываемое присутствием на юге Перу прибрежного *массива Арекипа* с выходом на поверхность раннедокембрийских кристаллических пород, испытавших трансамазонский метаморфизм (1,8 млрд лет). В структуре этой части орогена прослеживается две основных зоны поднятий – Восточная и Западная Кордильеры. Выделяемая в орографическом плане Центральная Кордильера (Кордильера Бланка) в структурном отношении представляет одно целое с Восточной и обязана своей самостоятельностью крупному гранитному батолиту.

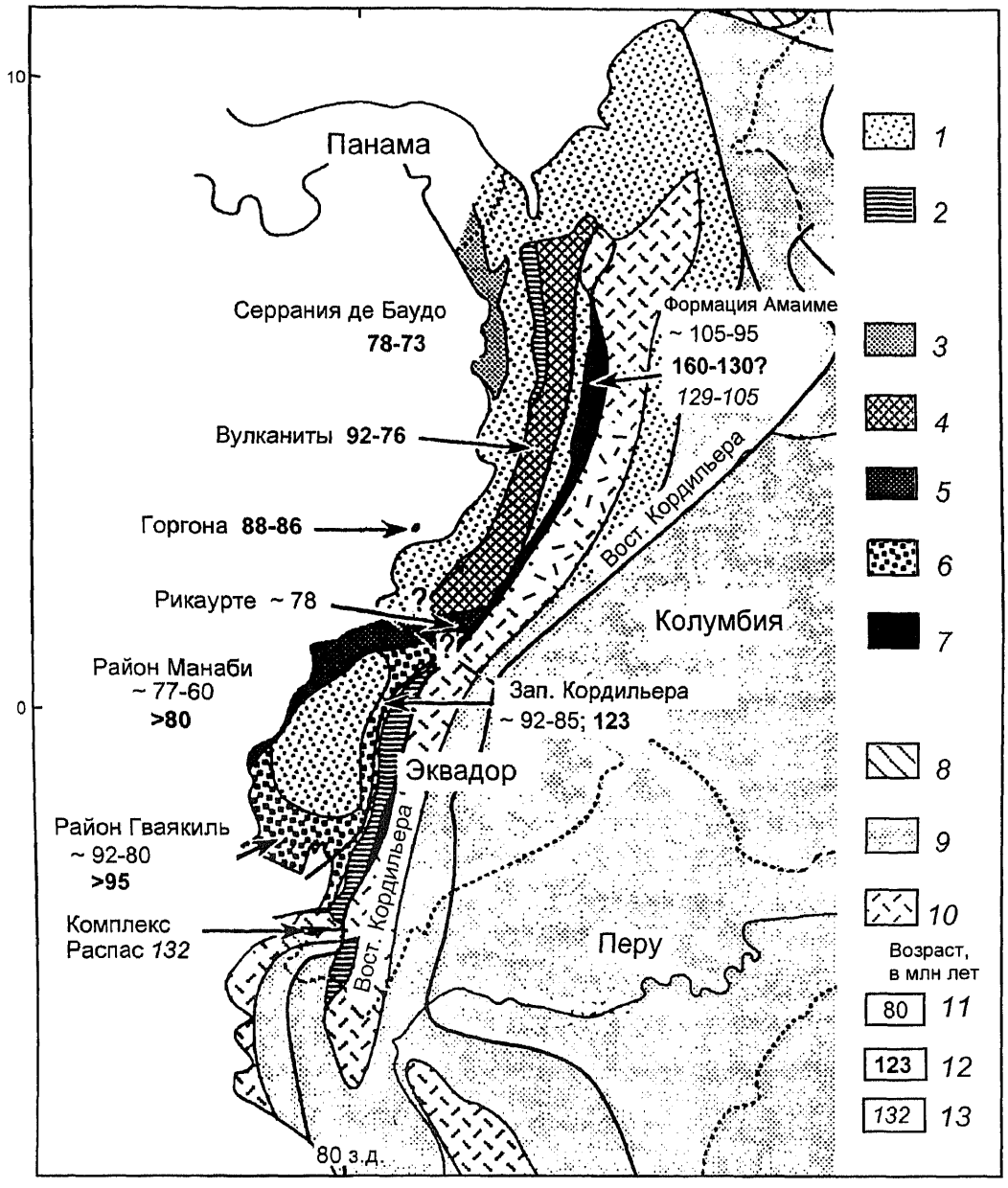


Рис. 6-9. Схематическая геологическая карта Западной Колумбии и Западного Эквадора (по С.Рейно и др.)

1 – кайнозойские отложения; *2* – третичные континентальные (вулканические) дуги; *3* – Серрания де Баудо, Колумбия; *4* – Западная Кордильера, Колумбия; *5* – формация Пиньон района Манаби, Эквадор; *6* – формация Пиньон, район Гваякиль и Западная Кордильера, Эквадор; *7* – метаморфизованные мафитовые комплексы (допозднемеловые сутуры); *8* – Карибские тектонические покровы; *9* – андские бассейны; *10* – домезозойские породы; *11* – возраст вулканических дуг; *12* – возраст океанских плато; *13* – возраст метаморфизма

Восточная Кордильера Центральных Анд сложена с поверхности преимущественно палеозойскими отложениями, испытавшими интенсивные деформации в поздней перми, но предварительно еще перед ранним карбоном. Мощная терригенная, в верхней части флишевая толща нижнего–среднего палеозоя накапливалась в глубоком энсиалическом прогибе между платформой и Арекипским массивом. На юге Кордильеры из под несогласно залегающего почти неметаморфизованного палеозоя обнажается зеленосланцевый комплекс верхнего протерозоя с небольшими интрузиями гранитоидов. Более крупные плутоны имеют позднепалеозойский возраст. На севере Перу палеозойские отложения перекрываются полого залегающими

мелководно-морскими и континентальными отложениями юры–палеогена. В общем Восточная Кордильера Перуанско-Боливийских Анд – это в основном герцинское сооружение, лишь на юге альпийская тектоника становится более интенсивной.

Западная Кордильера Перуанско-Боливийских Анд существенно отличается от Восточной широким развитием юрских и меловых образований и значительной ролью среди них магматических пород. Начиная с позднего триаса и до раннего сенона включительно здесь протягивалась энсиалическая вулканическая дуга, сопровождавшаяся задуговым прогибом,заполняемым мелководно-морскими и континентальными осадками и ограниченным с северо-восточной стороны поднятием Восточной Кордильеры. Поднятие Западноой Кордильеры началось в позднем мелу; оно сопровождалось складчато-разрывными деформациями умеренной интенсивности, но мощно проявленным гранитоидным магматизмом, создавшим, в частности, огромный многофазный Береговой батолит Перу. Вулканизм здесь продолжался и в кайнозое, но уже наземный; продолжался и интрузивный магматизм. Существенное значение имели деформации в позднем эоцене, так называемая инкская фаза, и повторные в раннем и позднем миоцене и на границе миоцена и плиоцена – фазы Кечуа. К южной части Западной Кордильеры (14–28° ю.ш.) приурочена центральная группа андских молодых и современных вулканов.

В расширяющемся к югу пространстве между Западной и Восточной Кордильерами Центральных Анд расположен межгорный прогиб, выраженный в рельефе высоким (3,5–4,0км) плоскогорьем *Альтиплано* (на юге Пуна). В современной структуре – это рамповый грабен-прогиб, ограниченный надвигами со стороны смежных кордильер. Его выполняет мощная толща олигоцен-четвертичных континентальных моласс (мощность олигоцен-миоцена 10 км).

Южный субсегмент Центральных Анд, находящийся между 25° и 35° ю.ш., как в орографическом, так и в структурном и историко-геологическом отношении весьма существенно отличается от северного субсегмента. Здесь затухают восточные элементы структуры последнего – Восточная Кордильера и Пуна, и на их простирании появляются массив Сьерра-Пампы, Предкордильера и Передовая Кордильера. Место Западной Кордильеры занимает Главная Кордильера, а вдоль побережья простирается Береговая Кордильера.

Массив (нагорье) Сьерра-Пампа состоит из нескольких параллельных хребтов – блоковых поднятий, возвышающихся до 4 км, разделенных грабен-прогибами, заполненными континентальным кайнозоем. Поднятия сложены метаморфитами верхнепротерозойского возраста, аналогом бразилид платформы, но прорванных позднегерцинскими гранитными плутонами, что, как и общее положение и простирание, подчеркивает их принадлежность к Андам. В западной части предполагается более древний, гренвильский возраст фундамента, а на северо-западе развиты складчатые нижнепалеозойские осадочно-вулканогенные отложения. Сьерра-Пампа отделена крупным западно-вергентным разломом с элементами сдвига от *Предкордильеры*, состоящей из отложений раннепалеозойской карбонатной платформы, сорванных с докембрийского, предположительно так же гренвильского фундамента и перемещенных к востоку. Вдоль западного края Предкордильеры выступают мафиты и ультрамафиты, по мнению большинства исследователей, представляющие позднекембрийско-раннеордовикскую офиолитовую ассоциацию. Западнее, в *Передовой Кордильере* на поверхности появляется метаморфический комплекс «позднебразильского» (500 млн лет) возраста, а в Чили и Аргентине в основном распространены мезозойские образования. Сюда продолжается вулканическая дуга Западной Кордильеры Перу, но здесь она с позднего оксфорда – кимериджа (так называемая араукaнская фаза) развивалась уже в субаэральных условиях. Как и севернее, вулканиты замещаются восточнее нормально-морскими мелководными обломочно-карбонатными осадками с участием эвапоритов, а далее континентальными. Основные же деформации имели место, как и в Перу, перед маастрихтом, после чего в межгорных впадинах накапливались молассы, в частности в Центральной долине Чили. Эти молассы претерпели деформации сначала в инкскую фазу, а затем в фазу Кечуа (см.выше).

Наиболее западным элементом структуры этого сектора Анд является *Береговая Кордильера Чили*, сложенная в основном палеозойским метаморфическим комплексом океанского происхождения, интрудированным позднепалеозойскими гранитоидами. Восточное крыло этой кордильеры сложено уже юрско-меловой вулканогенно-осадочной толщей, прорванной молодыми, в основном позднемеловыми гранитоидами.

Южные Анды. Примерно к югу от 38° ю.ш. Главная Кордильера Чили–Аргентины затухает, а все более восточные структуры Центральных Анд поворачивают к востоко-юго-востоку и уходят в фундамент Патагонской молодой платформы. Главная же Кордильера кулисообразно подставляется *Патагонской Кордильерой*, сложенной в общем, подобно Главной Кордильере, верхнеюрско-палеогеновыми карбонатно-обломочными и вулканогенными образованиями, вмещающими огромный и многофазный Патагонский гранитный батолит позднеюрского–палеогенового возраста.

Неогеново-четвертичный грабен (рифт) Центральной долины Чили отделяет Патагонскую Кордильеру от южного продолжения Береговой Кордильеры.

К разломам, ограничивающим этот грабен, приурочены молодые, плиоцен-четвертичные стратовулканы, составляющие южную группу андских вулканов, расположенную между 38° и 42° ю.ш.

В южном направлении Береговая Кордильера постепенно уходит в океан и ее продолжение прослеживается далее лишь в архипелагах островов, окаймляющих здесь материк Южной Америки. Одновременно происходит выклинивание Центральной долины и слияние этой кордильеры с основной Патагонской. А Патагонская Кордильера при приближении к Магелланову проливу поворачивает к юго-востоку, именуясь здесь *Магеллановой*, и с этим простиранием продолжается на Огненную Землю, где известна уже под названием *Кордильеры Дарвина*. На этом южном отрезке в континентальном тылу кордильеры в конце юры – начале мела раскрывался задуговой бассейн с океанской корой, ныне представленной офиолитами; позднее он был заполнен меловым флишем, ныне образующим северо-восточное изоклинально-чешуйчатое крыло кордильеры, надвинутое на передовой *Магеллановпрогиб*, отделяющий ее от Патагонской платформы и выполненный кайнозойской молассой. Это достаточно типичная структура подобного типа с интенсивно дислоцированным внутренним крылом и весьма пологим внешним, приплатформенным.

В южном секторе Центральных Анд и в северном секторе Южных Анд типичные передовые прогибы вообще отсутствуют, но их аналогами в какой-то степени могут считаться впадины Неукен и Чубут. Обе они на западе примыкают к Андам, к Патагонской Кордильере, а с другой стороны представляют западные окончания прогибов Патагонской платформы, соответственно, Рио-Колорадо – Рио-Негро и Чубут-Сан-Хорхе. От основной, открывающейся в Атлантику части этих прогибов их отделяют седла, соединяющие Сьерру-Пампу с Северо-Патагонским, а последний – с Южно-Патагонским массивами.

6.4. Основные этапы развития Южной Америки

Хотя на территории этого континента пока не выявлены породы древнее 3,5 млрд лет, присутствие пород «серогнейсового» (ТТГ) типа с близким к этой дате возрастом позволяет предполагать, что и в Южной Америке начало формирования континентальной (протоконтинентальной) коры относится к *раннему архею*.

В *среднем–позднем архее* на территории Южной Америки, как и других континентов, развивались гранит-зеленокаменные области, а завершилось их развитие в конце архея эпохой кратонизации, получившей местное название *орогенеза Жекие*. На какой площади эпиархейская кратонизация привела к установлению протоплатформенного режима, остается неясным, поскольку нижнепротерозойский протоплатформенный чехол сохранился лишь на крайнем юге эократона Сан-Франсиску (супергруппа Минас).

В *раннем протерозое* активное развитие возобновилось в восточной части будущего Амазонского кратона, где образовался гранит-зеленокаменный пояс Марони-Итакаюнас. Как указывалось выше, представляется вероятным, что в своей основной части на Южно-Американском континенте этот пояс был энсиалическим, но на севере переходил в энсиматический, подобно своему африканскому продолжению (см. гл.7). Помимо данного пояса высокую подвижность в раннем протерозое обнаружила еще северо-восточная периферия эократона Сан-Франсиску.

Завершая раннепротерозойское развитие Южной Америки, кратонизация, получившая название *трансамазонского орогенеза*, распространилась на значительно большую территорию, чем эпиархейская. На Амазонском кратоне она сопровождалась в самом конце раннего и начале среднего протерозоя полирифтингом и столь характерным для данной эпохи в глобальном масштабе мощным проявлением мантийно-корового кислого и среднего магматизма с широким распространением вулканических излияний и внедрением анорогенных гранитоидов, включая граниты рапакиви. Этот магматизм сменился, очевидно, уже в раннем рифее трапповым магматизмом преимущественно в интрузивной форме, наиболее ярко выраженным в формации Рораима в центре Гвианского щита. Между тем на западной периферии Южно-Американской платформы в раннем же рифее развивается мощный, очевидно краевой вулкано-плутонический пояс Риу-Негру-Журуэна. В среднем рифее процесс смещается еще западнее и формируется новый пояс – Рондония, сходного типа. Для обеих генераций этих поясов характерен не только мощный магматизм с нарастающим щелочным уклоном, но интенсивные деформации и глубокий, до гранулитового, метаморфизм более древних, раннедокембрийских образований, составляющих фундамент этих поясов. Их геодинамическая природа, как и аналогичных поясов юга Северной Америки, остается не вполне ясной. Весьма возможно, что их образование сопровождало коллизию блоков, спаянных затем в суперконтинент Пангею 1.

Тем временем во внутренних районах будущей платформы на фоне преобладания спокойного тектонического режима развиваются энсиалические подвижные системы Уруасу и Эспиньясу, соответственно, к западу и востоку от эократона Сан-Франсиску. Завершивший их развитие орогенез именуется *уруасуанским*.

Наступившая после него новая эпоха кратонизации не привела, однако, к окончательной стабилизации Южно-Американской платформы. Последовала ее новая деструкция с образованием двух сложных подвижных поясов субмеридионального простирания, но существенно различной природы. Один из них отделил Центрально-Бразильский щит от эократона Сан-Франсиску. «Срединным массивом» – микроконтинентом Гояс, он разделялся на две системы – Парагвай-Арагуайа западная и Бразилиа – восточная. Обе накопили мощные толщии терригенных отложений, свидетельствующие о достаточно интенсивном поднятии прилегающих платформенных блоков. Система Парагвай-Арагуайа на юге поворачивает к западу и, вероятно, соединялась с другой аналогичной подвижной системой, окаймлявшей Амазонский кратон с запада и позднее вошедшей в состав Центральных Анд, их Восточной Кордильеры, и массива Сьерра-Пампа. Недавно обнаруженное присутствие офиолитов позволяет считать все эти системы энсиматическими. Заложению пояса Бразилид предшествовало внедрение расслоенного мафит-ультрамафитового комплекса в массиве Гояс 1270 млн лет т.н., а уже 950 млн лет т.н. начали формироваться, очевидно над зоной субдукции, островодужные известково-щелочные вулканиты. На рубеже 800 млн лет наступил коллизионный этап развития пояса, сначала с надвиганием вулканической дуги на Амазонский кратон, а затем с поддвигом эократона Сан-Франсиску под возникшее сооружение, включая срединный массив Гояс (см. рис.6-4).

Коллизия закончилась 650 млн лет т.н., а постколлизионная стадия с образованием сдвигов, обратных надвигов и внедрением плутонов щелочных гранитов длилась до 500 млн лет т.н.

В Приатлантическом поясе наблюдается сложная чересполосица грабен-прогибов, заполненных терригенными или карбонатно-терригенными отложениями *верхнего протерозоя*, и промежуточных поднятий-горстов, сложенных кристаллическими породами раннедокембрийского фундамента. В заключительные фазы бразильского диастрофизма, в *венде–кембрии* не только прогибы, но и эти поднятия были затронуты деформациями, метаморфизмом до гранулитовой ступени и гранитизацией, что придало известное единство всему этому структурному ансамблю. В это же время здесь возникли межгорные прогибы, заполнявшиеся молассами. Передовой молассовый прогиб, наложенный на юго-восточный край Центрально-Бразильского щита, образовался и перед складчатой системой Парагвай-Арагуайа. В венде–кембрии началось осадконакопление вдоль западной окраины Амазонского кратона.

Аналогичные процессы диастрофизма затронули в этот же период западную периферическую зону бразилид, включавшую будущую Восточную Кордильеру Центральных Анд и массив Сьерра-Пампы. Предполагается, что здесь могла иметь место субдукция с запада, где начал открываться океанский бассейн (см. ниже).

Относительную устойчивость в позднем протерозое обнаружила центральная часть кратона Сан-Франсиску. Она испытала слабое погружение с образованием одноименной синеклизы и накоплением в ней карбонатно-обломочных, в том числе ледникового происхождения осадков.

К началу–середине *ордовика* тектонический режим на всей площади Южно-Американской платформы приобрел уже вполне спокойный характер, а в позднем ордовике в ее пределах начались опускания, приведшие к образованию трех длительно, хотя и не вполне непрерывно погружающихся бассейнов – синеклиз Амазонской, Паранаиба (Мараньон) и Парана, а также к почти непрерывному опусканию ее западной пассивной окраины, с которой бассейн Параны периодически вступал в связь. На этом этапе и до середины мезозоя Южно-Американская платформа входила в состав суперконтинента Гондвана.

Сложная палеозойская история Анд еще недостаточно расшифрована, тем более что она протекала существенно по-разному в разных сегментах пояса. В кембрии восточные зоны Северных Анд представляли дистальную часть пассивной окраины Амазонского кратона с накоплением терригенных отложений за счет сноса с последнего, причем Восточная Кордильера отвечала, вероятно, шельфу, а Центральная Кордильера – континентальному склону. Имеются данные о присутствии здесь офиолитов, что может указывать на переход к океанскому бассейну. В ордовике здесь же возникла вулканическая дуга, т.е. окраина стала активной, в конце ордовика она оказалась охваченной складчатыми деформациями, а нижнепалеозойские отложения испытали региональный метаморфизм.

В Центральных Андах в кембрии–ордовике образовался бассейн, энергично заполнявшийся терригенными, вверху флишевыми осадками. Этот бассейн примыкал на востоке к Амазонскому кратону, причем на этом краю временами проявлялся островодужный вулканизм. На западе ограничением этого Перуанско-Боливийского бассейна служил древний массив Арекипа с его юго-восточным погребенным продолжением, который по современным данным, мог представлять выступ североамериканского кратона Лаврентия. На юге бассейн, видимо, замыкался, выклиниваясь между массивами Арекипа-Антофалья и Сьерра-Пампа, но на этом замыкании в венде – раннем кембрии развивался прогиб Пунковискана, вскоре испытавший складчатость и внедрение гранитов при столкновении ограничивавших его континентальных блоков. Рассматриваемый раннепалеозойский бассейн развивался либо на

утоненной континентальной коре, либо частично на новообразованной океанской, о чем могут свидетельствовать выходы мафитов-ультрамафитов и развитие магматической дуги на восточном ограничении бассейна.

Несколько иначе протекало раннепалеозойское развитие в более южном секторе Центральных Анд (рис.6-10). Здесь особый интерес исследователей вызвало существование реликта кембрийско-раннеордовикской карбонатной платформы в зоне современной Предкордильеры, причем с фауной не гондванского, а североамериканского, лаврентийского типа. Это привело к представлению, что Предкордильера и более западные зоны Анд, в том числе массив Арекипа, первоначально принадлежали Лаврентии. Однако уже в позднем кембрии – раннем ордовике они должны были от нее отколоться с образованием океанского бассейна, судя по развитию офиолитов этого возраста вдоль западного края Предкордильеры. Существование этого бассейна не мешало, однако, по мнению исследователей, обмену фауной между Предкордильерой и Лаврентией. Другой бассейн с океанской корой, вероятно более узкий и существовавший менее длительное время – с позднего кембрия до аренига включительно располагался между Предкордильерой и Сьерра-Пампой. Кора этого бассейна испытала субдукцию под западный край массива Сьерра-Пампа, на котором в начале ордовика возникла вулканическая дуга Фаматина. В среднем ордовике произошло столкновение Предкордильеры с этой дугой с образованием чешуйчато-надвиговой структуры западной вергентности. С этого времени Предкордильера причленилась к Гондване, окраину которой составляла Сьерра-Пампа, и была охвачена характерным для Гондваны в позднем ордовике покровным оледенением. Между тем начиная с позднего ордовика – *силура* по западную сторону бассейна, сохранившегося к западу от Предкордильеры, возникла вулканическая дуга примерно на месте Береговой Кордильеры, а перед ней – мощная аккреционная призма. В позднем *девоне* дуга столкнулась с Предкордильерой, создав сложную складчато-надвиговую структуру восточной вергентности и горный рельеф.

В Боливийских Андах, в противоположность Северным и Чилийско-Аргентинским Андам, позднеордовикский диастрофизм (синхронный таконскому Северной Америки) практически не проявился, а в силуре–девоне произошло углубление бассейна с последующим его заполнением флишем. Но в конце девона и этот сегмент Анд, подобно более южному, был охвачен интенсивными деформациями. Эти деформации проявились и в Центральной Кордильере Северных Анд и таким образом распространились на весь Андский пояс – нижний карбон повсеместно ложится с угловым несогласием на более древние образования и там, где он присутствует, представлен молассами, на юге с ледниковыми элементами. Лишь на самом юге Береговой Кордильеры Южных Анд до перми включительно продолжался процесс наращивания аккреционного комплекса, очевидно за счет субдукции с запада, со стороны современного Тихого океана, судя по западной вергентности этого комплекса. С этой субдукцией связано, видимо, и образование тройного пояса позднедевонских–карбоновых батолитовых плутонов гранитоидов – западного, приуроченного к Береговой Кордильере Чили, центрального, совпадающего с Передовой Кордильерой Аргентины и Патагонской Кордильерой, и восточного, простирающегося от Сьерра-Пампы к массиву Сомункура во внеандской Патагонии.

После позднедевонского диастрофизма, синхронного акадскому Северной Америки, значительная часть Андского пояса на севере, в центре и на юге подверглась трансгрессии с накоплением мелководных карбонатно-терригенных отложений, как правило, умеренной мощности (сотни метров, реже 1–2 км). Погружения продолжались в ранней *перми*, но начиная с середины (Перуанско-Боливийский сектор) или конца этой эпохи стали быстро нарастать поднятия, в межгорных впадинах накапливаться красноцветные континентальные молассы, начали проявляться заключительные герцинские деформации, метаморфизм (в Северных Андах) и гранитообразование и наблюдалась мощная вспышка наземного кислого вулканизма, особенно в Южных Андах. Западный вулканический, а за ним и батолитовый пояс на юге отклоняются к юго-востоку и продолжаются – первый в северную, а второй – в центральную внеандскую Патагонию. Здесь они перекрываются и внедряются в более древние, включая позднедокембрийские, метаморфические породы, образуя вместе с ними фундамент молодой Патагонской платформы. Эти тектоно-магматические процессы продолжались в поздней перми и раннем триасе, раньше всего угаснув в Северных Андах.

В *триасе* произошло причленение Патагонской платформы к древней Южно-Американской платформе. Предложено два альтернативных объяснения этого события. По мнению В.Рамоса, Патагонская платформа представляла микроконтинент (в ее фундаменте действительно присутствует не только метаморфизованный палеозой, включая граниты, но и кристаллический докембрий), который столкнулся с эократоном Рио-де-Ла Плата после поглощения промежуточного бассейна с океанской корой, следы которого, впрочем, не сохранились. По мнению же К.Рапела и С.Кэй, столкновение молодой платформы с краем древней платформы было связано с субдукцией с юга под молодую платформу; этим одновременно объясняется охвативший ее в пермо-триасе и начале *юры* маг-

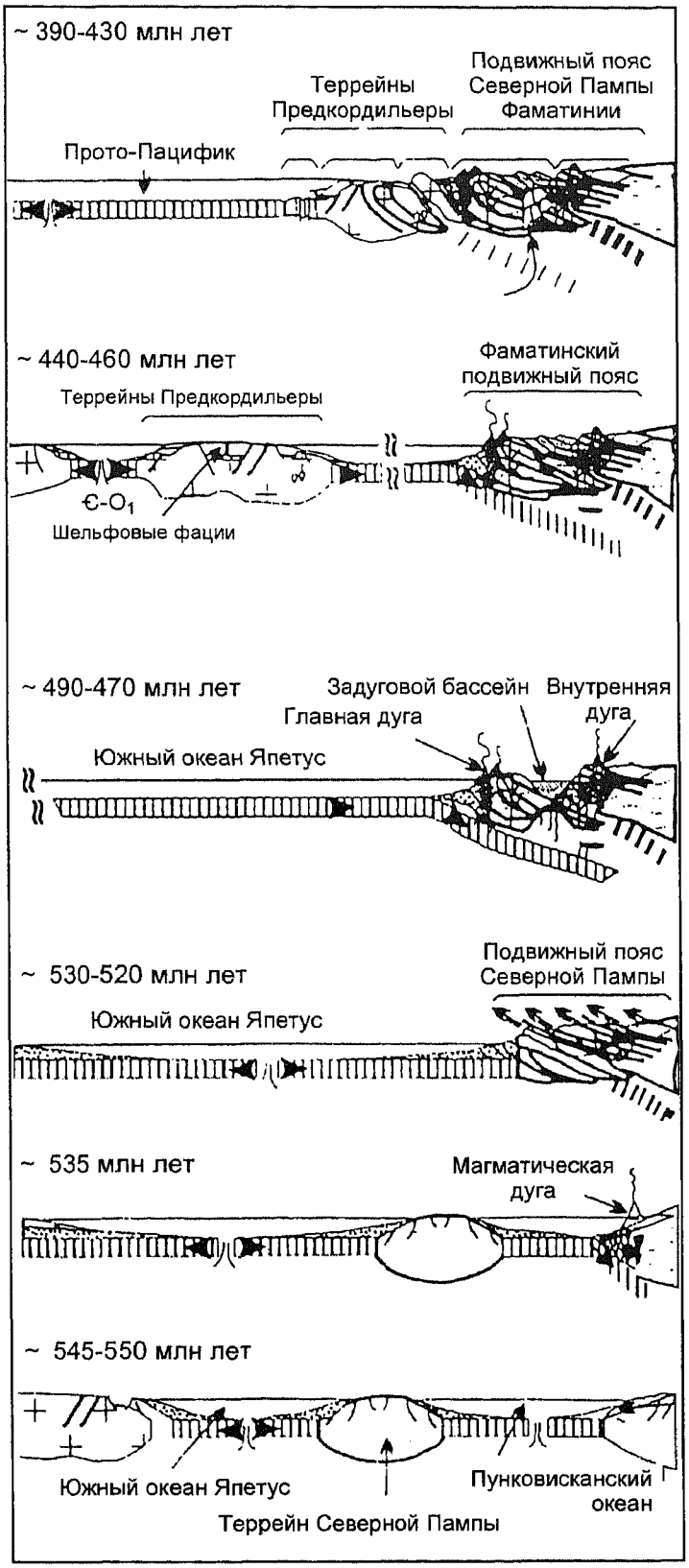


Рис. 6-10. Последовательность палеозойских орогенических событий на протоандской окраине Южной Америки (по К.Рапела и др.)

матизм, в частности образование Центрально-Патагонского батолита. Последняя версия представляется наиболее правдоподобной.

Так или иначе, побочным результатом произошедшего столкновения явились деформации южного, погребенного под чехлом перикратонного прогиба Чако-Пампы края эократона Рио-де-Ла Плата. Эти деформации выразились в инверсии авлакогена Южных Сьерр Буэнос-Айреса, накопившего перед тем более 5 км средне- и верхнепалеозойских отложений, и в образовании складчато-блокового сооружения Сьерра-де-Ла Вентана, а позднее более северной Сьерра-Тандиль. Поднятие Южных Сьерр Буэнос-Айреса привело к расчленению прежнего перикратонного опускания Чако-Пампы на два прогиба, вытянутых в западо-северо-западном направлении: Рио-Саладо на севере и Рио-Колорадо на юге.

В ранней юре почти вся площадь Патагонской платформы стала ареной ареального вулканизма, продолжавшегося до поздней юры включительно. Его примечательной особенностью является почти абсолютное преобладание кислых лав, которое исследователи объясняют широким плавлением молодой, еще не деплетированной континентальной коры под влиянием накопления в ее основании базальтовой магмы.

Патагонская юрская вулканическая провинция составляет лишь крайнюю западную часть обширной области внутриплитных излияний этого возраста, простирающейся на восток вплоть до Тасмании и Новой Зеландии и включающей крайний юг Африки и север Антарктиды.Этот вулканизм непосредственно предшествовал распаду Гондваны в данном регионе и таким образом завершил гондванский этап его развития. Подобное же значение имел раннемеловой плато-базальтовый вулканизм бассейна Параны, проявившийся в интрузивной форме и севернее, во впадинах Амазонки и Парнаибы, и находящий свое продолжение в Африке, в Намибии – провинция Этендека.

Итак, в поздней юре – раннем *мелу* Южно-Американская платформа вступает в новый, постгондванский этап своего развития. Внутренние районы платформы вовлекаются в поднятие, погружение впадин-синеклиз практически заканчивается. Продолжается опускание приандской окраины платформы, компенсируемое накоплением морских (на севере) и континентальных (на юге) карбонатно-обломочных осадков. Но новым и главным является образование на месте будущей Южной Атлантики мощной рифтовой системы, реликтом которой на атлантической окраине Южной Америки является серия бассейнов-полуграбенов, в основном располагающихся на шельфе и континентальном склоне. Их развитие началось в самом конце поздней юры с образования обширной Африкано-Бразильской депрессии у северо-восточного угла континента, заполнявшейся аллювиально-дельтовыми и озерными отложениями. Южнее в полосе будущих периокеанских бассейнов изливались базальты. Собственно рифтовая стадия наступила в неокоме. Синрифтовые образования представлены теми же континентальными отложениями и базальтами. Процесс теперь распространился и на северо-восточную окраину Бразилии. В апте движения по сбросам прекратились, но опускания продолжались, и в условиях прорыва вод из раскрывшегося уже южного сегмента Южной Атлантики и аридного климата накопилась мощная, до 2 км, толща солей, с которой позднее оказалась связанной соляная тектоника периокеанских бассейнов. В начале альба последовало раскрытие северного, Бразильско-Ангольского сегмента Южной Атлантики и эвапориты были перекрыты нормально морскими осадками, сначала мелководными карбонатными, а затем более глубоководными глинистыми. В конце мела – начале палеогена наступило обмеление, и область осадконакопления сместилась в зону современной подводной окраины.

Новый этап развития начался в Андском поясе во второй половине триаса и начале юры; его называют собственно андским. Начало этого этапа ознаменовалось прежде всего трансгрессией моря на Южно-Американский континент, прирастившийся в палеозое палео-Андами, со стороны Тихого океана и зарождающегося Карибского бассейна. Вместе с тем западная окраина континента постоянно оставалась активной и на всем ее протяжении существовала вулканическая дуга, свидетельствуя о субдукции океанской коры, которая с этого времени шла непрерывно до современной эпохи. Одновременно формировались преддуговые и задуговые бассейны. Особенно широкий бассейн сформировался в Северных Андах к востоку от Центральной Кордильеры, которой отвечала вулканическая дуга. Здесь сначала накапливались континентальные красноцветы (их накопление ненадолго прерывалось ингрессиями с севера, со стороны Карибского бассейна), а в конце юры образовался крупный солеродный бассейн. С начала мела и до маастрихта в этом бассейне существовали уже кормальные морские условия и шло накопление исключительно мощной толщи неритических карбонатно-терригенных осадков. Задуговой бассейн из Северных Анд продолжался в Центральные и Южные Анды, где, однако, характеризовался меньшей шириной и глубиной и, соответственно, более грубообломочным составом осадков и присутствием лагунных и континентальных разностей. Задуговой прогиб частично наследует более ранние триасовые рифтогенные прогибы. В Северных Андах процесс рифтинга продолжался, по новейшим представлениям, до баррема включительно. В Южных Андах в конце юры рифтинг, а затем спрединг в тылу магматической дуги Па-

тагонской Кордильеры привел к образованию бассейна с океанской корой, продолжавшего раскрываться в начале мела, а затем заполненного меловым флишем. Раскрытию этого бассейна непосредственно предшествовало поднятие магматической дуги, превратившее ее в субаэральное сооружение (арауканский орогенез, по местной терминологии). Продолжение задугового бассейна прослеживается на восток вплоть до о-ва Южная Георгия в северном фланге Южно-Антильской (Скотия) островной дуги. Энсиалический задуговой бассейн существовал в поздней юре и раннем мелу и на противоположной, северной окраине континента; он принадлежал южному флангу Антильской дуги.

В середине мела или даже несколько раньше произошла обдукция офиолитового покрова – пород океанской и островодужной коры бассейна, располагавшегося к западу от края континента – Центральной Кордильеры Северных Анд на западный склон последней. Она сопровождалась метаморфизмом высокого давления–низкой температуры, за которым последовал более высокотемпературный метаморфизм и внедрение гранитоидов. Зона субдукции после этих событий сместилась к западу, за Западную Кордильеру, представлявшую, скорее всего, невулканическую дугу, сложенную породами аккреционной призмы. В конце мела – начале *палеогена* Западная Кордильера причленилась к краю континента. Под влиянием этого столкновения Центральная Кордильера надвинулась на бассейн Восточной Кордильеры.

Среднемеловой импульс эндогенной активности проявился и в Центральных и Южных Андах, в частности становлением крупнейших гранитных батолитов, включая Береговой батолит Перу и Патагонский батолит. В конце мела поднятия Центральных Анд усилились, осадки и вулканиты образуются преимущественно в континентальных условиях, осадки приобретают характер молассовых. Молассы начинают отлагаться и в Магеллановом прогибе.

Большое значение на всем протяжении Андского пояса имела инкская фаза деформаций, начавшаяся в среднем и достигшая кульминации в позднем эоцене. В Северных Андах она затронула полосу от восточного крыла прогиба Атрато между Береговой и Западной Кордильерами Колумбии до будущего прогиба средней Магдалены между Центральной и Восточной Кордильерами. Проявилась эта фаза деформаций и в Береговых хребтах Венесуэлы, где начали формироваться тектонические покровы. В Центральных и Южных Андах активизировались поднятия, вулканизм и образование гранитных батолитов. Крупный батолит Антиохия внедрился в Центральную Кордильеру Колумбии.

В *олигоцене* в Центральных Андах началось энергичное погружение грабен-прогиба Альтиплано с заполнением его грубообломочной континентальной молассой.

В середине *миоцена* деформации и поднятия охватили Восточную Кордильеру Колумбии. В ее тылу обособился межгорный прогиб Верхней и Средней Магдалены, а перед надвиговым восточным фронтом – прогиб Льянос – одно из звеньев субандских прогибов. Деформации данной эпохи затронули и более западные зоны Северных Анд вплоть до прогиба Атрато-Сан-Хуан, где, однако, затем возобновилось накопление осадков.

В южной части Центральных и в Южных Андах среднемиоценовой фазе деформаций, известной здесь как Кечуа 2, предшествовала раннемиоценовая Кечуа 1, но наибольшее значение имела фаза Кечуа 3, в Северных Андах известная как просто андская. С этого времени началось наиболее интенсивное поднятие всей горной цепи, в ее пределах возникли крупные грабены – в Эквадоре (Кито), в Чили (Сантьяго), продолжалось погружение грабена Альтиплано в Боливии, образовались стратовулканы вдоль их разломных ограничений, в складчато-надвиговые деформации были вовлечены внутренние крылья передовых прогибов, произошли основные перемещения по фронтальным надвигам орогена на эти прогибы. Новейшее развитие Анд протекало в целом в обстановке поперечного сжатия, связанного с субдукцией тихоокеанских плит с запада и смещением Южно-Американской плиты к востоку под влиянием спрединга в Срединно-Атлантическом хребте. На этом фоне в центральной полосе Анд проявились растяжения, которые и привели к образованию упомянутых выше и других грабенов (эпиорогенных рифтов) и способствовали активизации вулканизма – известково-щелочного, в основном андезитового, вдоль главной оси орогена и щелочно-базальтового в ее тылу.

Особенно широко и мощно плато-базальтовый вулканизм проявился в кайнозое с максимумом в раннем миоцене, во внеандской Патагонии. Перерывы в распространении молодых вулканов вдоль Андского пояса принято объяснять крайним выполаживанием зоны субдукции, связанным, в свою очередь, с пододвиганием хребта Наска между северной и центральной группами, цепи поднятий вдоль трансформного разлома о-ва Пасхи – между центральной и южной группами вулканов.

В последние годы все большее значение придается сдвиговым перемещениям вдоль основных разломов, разделяющих главные структурные элементы, нередко рассматриваемые теперь как аллохтонные террейны Андского пояса.

Сдвиговые перемещения были особенно активны во второй половине палеозоя, когда завершалось развитие пра-Анд, а также в конце мезозоя и особенно в

позднем кайнозое на заключительной стадии формирования современных Анд.

В основном в течение позднего кайнозоя образовался столь примечательный изгиб Андского пояса – «Боливийский ороклин» У.Кэри – в районе угла Арики – поворот с северо-западного простирания на севере на меридиональное на юге. Вторичный характер этого изгиба и его молодой возраст недавно нашли палеомагнитное подтверждение.

Анды, в особенности их южная половина, отличаются высокой современной сейсмической активностью, с очагами, достигающими большой глубины. 9.6.1994 г. в Боливии произошло самое крупное из инструментально зафиксированных глубокофокусное землетрясение с очагом на глубине 637 км.

Южно-Американская платформа вплоть до миоцена испытывала в своей основной части лишь весьма умеренное поднятие, а ее наметившиеся еще в раннем палеозое впадины – Амазонская, Парнаиба, Парана – относительное погружение с накоплением континентальных осадков. В северо-патагонских прогибах (Саладо, Колорадо) и на юге Патагонии осадки накапливались в морских условиях. В *плиоцене* резко усилилось поднятие Гвианского и Бразильского щитов, но депрессии продолжали испытывать относительное погружение.

6.5. Дуга и море Скотия

С юга к Южно-Американскому континенту прилегает, отделяя его от Антарктиды, своеобразная область дуги и моря Скотия, или Скоша в английском произношении (рис.6-11), являющаяся гомологом Карибского моря и Антильской дуги, разделяющих Северную и Южную Америку. Однако море Скотия гораздо моложе Карибского бассейна – оно возникло лишь в начале олигоцена, и до этого между Южной Америкой и Антарктидой не существовало пространства с океанской корой (рис.6-12).

Дуга Скотия вытянута на 3 тыс. км в широтном направлении и состоит из трех сегментов: Северного хребта Скотия, молодой Южно-Сандвичевой вулканической дуги и Южного хребта Скотия. Северный хребет в основном подводный; выше уровня моря лежит лишь о-в Южная Георгия. По своему геологическому строению он обнаруживает полное сходство со строением Огненной Земли и Магелланова прогиба. Здесь известен метаморфический комплекс, заканчивающийся триасом, юрские граувакки, офиолиты верхов юры – низов мела (аналог «rocas verdes» крайнего юга Анд), нижнемеловой флиш, верхнемеловая и более молодая моласса, гранитоиды раннекиммерийского и

Рис. 6-11. Плитно-тектоническое положение дуги Скотия (по Р.Ливермору и др.)

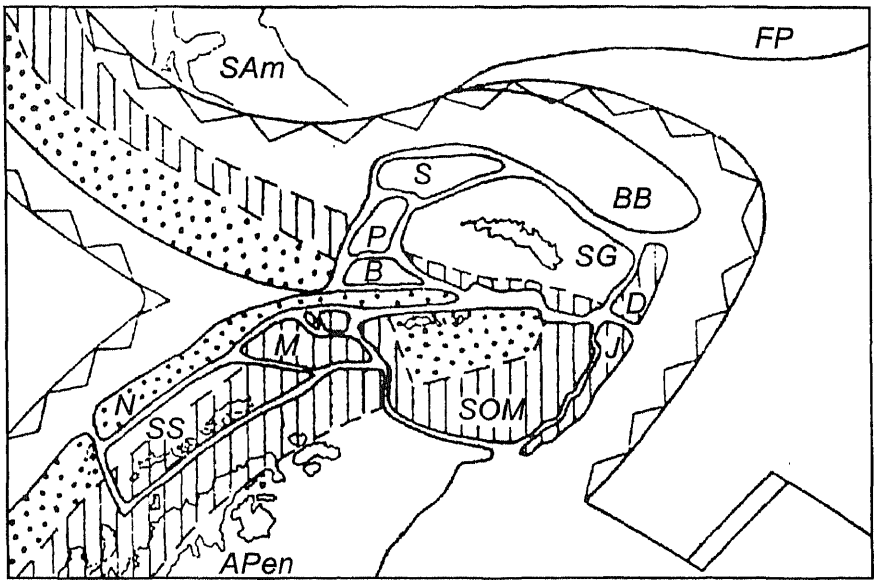


Рис. 6-12. Реконструкция района дуги Скотия на время ~35 млн лет т.н. (по Е.Кингу и П.Баркеру)

Составляющие блоки: Антарктический п-ов (*APen*), Южно-Шетландские о-ва (*SS*), северные немагнитные (*N*) и южные магнитные (*M*) части хребта Южная Скотия, Южно-Оркнейский микроконтинент (*SOM*), Южная Георгия (*SG*), дуги Джейн (*J*), Дискавери (*D*), банки Бердвуд (*BB*), Брюс (*B*) и Пайри (*P*), блок скал Шаг (*S*), Южная Америка (*SAm*), включая Фолклендское плато (*FP*). Преддуговые немагнитные области показаны точками, а магнитные (дуговые батолиты и относящиеся к распаду Гондваны) области заштрихованы, показывая сглаженный заливообразный рисунок, указывающий на более раннее меридиональное сжатие

более позднего возраста. В пределах Южного хребта Скотия над водой возвышаются Южно-Оркнейские о-ва, которые, в свою очередь, отличаются существенным сходством с Антарктандами, в частности с Антарктическим п-овом и Южно-Шетландскими о-вами. Здесь также известен палеозойско-триасовый метаморфический комплекс, верхнемеловая и более молодая моласса, гранитоиды разного возраста вплоть до ларамийских. Все это не оставляет сомнений в том, что до раскрытия моря Скотия Южные Анды непосредственно продолжались в Антарктанды, образуя с ними вместе часть активной тихоокеанской окраины Гондваны. Но, как показано на рисунке 6.12, она уже перед олигоценом обнаруживала определенный изгиб, обращенный выпуклостью в сторону Атлантики.

Заключенная внутри одноименной дуги глубоководная (>5 км) *впадина моря Скотия* шириной >600 км, подстилаемая типичной океанской корой, составляет восточное продолжение котловины Беллинсгаузена юго-восточной части Тихого океана, соединяясь с ней проливом Дрейка, но отделяясь в рельефе дна подводным порогом глубиной менее 2 км, протягивающимся в юго-восточном направлении от западной оконечности Огненной Земли к крайнему восточному острову Южно-Шетландского архипелага. С этим порогом совпадает трансформный разлом Шеклтона, собственно и образующий границу между микроплитой Скотия и Тихоокеанской литосферной плитой.

На ложе моря Скотия установлено несколько систем линейных магнитных аномалий, древние и современная оси спрединга. В западной половине моря аномалии простираются с юго-запада на северо-восток, пересекаясь трансформными разломами, параллельными разлому Шеклтона, который, в свою очередь, параллелен трансформам моря Беллинсгаузена (см. раздел 15.1) и как бы соединяет ось спрединга Западно-Чилийского поднятия с осью спрединга западной части моря Скотия. Номера этих аномалий от 8 до 4, т.е. спрединг здесь происходил между 26 и 7 млн лет т.н. В центральной части моря рисунок магнитных аномалий менее четкий и их датировка менее уверенна. Они простираются широтно, а возраст их предположительно 20–7 млн лет (аномалии 6–4), а по другим представлениям, спрединг здесь закончился уже к 23 млн лет.

В восточной части моря Скотия, непосредственно в тылу замыкающего звена всего ансамбля Южно-Сандвичевой дуги, в меридиональном направлении простирается активная ось спрединга, зародившаяся в позднем миоцене – несколько позднее, уже в плиоцене возникла и вулканическая цепь Южно-Сандвичевых

о-вов, молодые вулканы которой извергают преимущественно толеитовые базальты. С востока, со стороны Атлантики, архипелаг окаймляется глубоководным, несколько глубже 8 км, желобом, который на севере продолжается на некоторое расстояние вдоль Северного хребта Скотия. Здесь наблюдаются некоторые признаки поддвига ложа моря Скотия под этот хребет (о-в Южная Георгия). А вдоль северного края хребта простирается зона левого сдвига, которая на западе уходит на материк. Она составляет южное ограничение микроплит Скотия и Южно-Сандвичевой. Их южное ограничение также образовано левым сдвигом, проходящим севернее Южно-Оркнейских о-вов, а восточнее подрезающим Южно-Сандвичеву дугу и затем превращающимся в трансформный разлом, ограничивающий Американо-Антарктический спрединговый хребет (см. рис.6-11).

Литература

Alkmim F.F., Marshak S. Transamazonian orogeny in the southern Sao Francisco Craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilatero Ferrifero // Precambr. Res., 1998, v.90, p.29-58

Almeida, F.F.M. de, Brito Neves B.B. de, Carneiro C.D.R. Origin and evolution of the South-American Platform // Earth Science Review, v.50, №1-2, p.77-111

Cooper M.A., Addison F.T., Alvarez R. et al. Basin development and tectonic history of the Llanos basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena valley, Colombia // AAPG Bull., 1995, v.79, №10, p.1421-1443

Cunnigham D., Alkmim F., Marshak S. Structural transect across the coastal mobile belt in the Brazilian highlands (latitude 20 S): the roots of a Precambrian transpressional orogen // Precambr. Res., 1998, v.92, p.251-275

Dallmeyer R.D., Brown M., Grocott J. et al. Mesozoic magmatism and tectonic events within the Andean plate boundary zone, 26–27°30', North Chile: Constraints from $^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral ages // J. Geol., 1996, v.104, p.19-40

Debouis B. Cisternas A., Dorbath L. et al. The Andean subduction zone between 22 and 25° S (northern Chile): Precise geometry and state of stress // Tectonophys., 1996, v.259, p.81-100

Diraison M., Cobbold P.R., Gapais D., Rossello E. Magellan Strait: part of a Neogene rift system // Geology, 1997, v.25, №8, p.703-706

Jaillard E., Soler P. Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0–18 S) and its relation to geodynamics // Tectonophys., 1996, v.259, p.41-53

Kay S.M., Abbruzzi J.M. Magmatic evidence for Neogene evolution of the central Andean «flat-slab» between 30° S and 32° S // Tectonophys., 1996, v.259, p.15-28

Klepeis K.A. Relationship between uplift of the metamorphic core of the southernmost Andes and shortening of the Magallanes foreland fold and thrust belt, Tierra del Fuego, Chile // Tectonics, 1994, v.13, №4, p.882-904

Mac Fadden B.J., Anaya F., Swisher C.C.III. Neogene paleomagnetism and oroclinal bending of the central Andes of Bolivia // J. Geoph. Res., 1995, v.100, №B5, p.8153-8167

Mahlburg Kay S. Late Paleozoic tectonics in southern South America: a global perspective // Proc. 22th International congress on Carboniferous and Permian geology, 1992.

Mahlburg Kay S., Coira B., Viramonte J. Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, Central Andes // J. Geoph. Res., 1994, v.99, №B12, p.24323-24339

Milani E.A., Zaian P.V. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic basins of South America // Episodes, 1999, v.22, №3, p.199-205

Pimentel M.M., Fuck R.A. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil // Geology, 1992, v.20, №4, p.375-379

Ramos V.A. Late Proterozoic – Early Paleozoic of South America – a collisional history // Episodes, 1998, v.11, p.168-174

Ramos V.A., Jordan T.E., Allmendinger K.W. et al. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes // Tectonics, 1986, v.5, p.855-880

Speed R.C., Shorp W.D., Foland K.A. Paleozoic granitoid gneisses of northeastern Venezuela and the North America – Gondwana collision zone // J. Geol., 1997, v.105, p.457-470

Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kavashita K. A review of the geochronology of the Amazonia craton: tectonic implications // Precamb. Res., 1989, v.42, p.213-227

Vanderhaeghe O., Ledra O., Thieblemont D. et al. Contrasing mechanism of crustal growth. Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite-greenstone belts of French Guiana // Precambr. Res., 1998, v.92, p.165-193

Глава 7
АФРИКА И АРАВИЯ

Африканский континент занимает центральное место в континентальном полушарии Земли. Он надвое пересекается экватором и отличается общим «высоким стоянием» своего рельефа, особенно в южной половине, что, как мы увидим ниже, отнюдь не случайно. Шельфовые зоны, обрамляющие континент, узкие и на некоторых участках подрезаны разломами, что придает контурам континента полигональные очертания. Почти вся Африка, за исключением крайнего северо-запада – Атласид, и крайнего юга – Капид, представляет собой докембрийскую платформу (рис.7-1). Ее естественным продолжением является Аравийский п-ов, который в геолого-тектоническом отношении тяготеет к Африке, а не к Азии, а также о-в Мадагаскар, отделившийся от Африки в конце юры. Атласиды будут описаны нами отдельно в составе Средиземноморского подвижного пояса; в данной же главе будет рассмотрена лишь Африканская (Африкано-Аравийская) докембрийская платформа.

7.1. Африканская платформа

Подобно другим платформам южного, гондванского ряда, Африканская платформа характеризуется, особенно в южной части, преобладанием выходов на поверхность фундамента над площадями развития осадочного чехла. Лишь в северной части фундамент выступает в виде отдельных массивов на фоне более широкого развития чехла, и эта часть платформы может быть условно выделена в качестве Сахарской плиты. В противоположность этому, южную половину платформы можно назвать Южно-Африканским щитом; здесь на фоне широкого распространения докембрия выделяются отдельные впадины-синеклизы, заполненные в основном фанерозоем.

7.1.1. Фундамент платформы

Фундамент Африканско-Аравийской платформы, подобно другой западногондванской платформе – Южно-Американской, включает не только раннедокембрийские, но и позднедокембрийские складчатые, метаморфизованные и гранитизированные образования. Он испытал окончательную консолидацию лишь в начале палеозоя, хотя отдельные участки – эо- и протократоны, стабилизировались значительно раньше, начиная с позднего архея.

Архейский комплекс широко обнажается в пределах Африки – от крайнего северо-запада – Регибатский массив – до крайнего юго-востока – Каапваальский эократон, а также выступает на о-ве Мадагаскар (см. рис.7-1). Два южноафриканских эократона –*Каапваальский и Зимбабве* (рис.7-2), являются классическими гранит-зеленокаменными областями. А в Каапваальском эократоне знаменит зеленокаменный пояс Барбертон, один из наилучше изученных наряду с поясом Абитиби в Канаде зеленокаменных поясов мира.

Пояс Барбертон обладает в плане довольно сложной формой (рис.7-3), линейной на северо-востоке, расщепляющейся на три ветви на юго-западе. Со всех сторон он окружен гранитами, имеющими с выполнением пояса тектонические или интрузивные контакты, но на юго-востоке среди этих гранитов выделяется поле «древнего гнейсового комплекса» с возрастом 3,6–3,2, по другим данным, 3,45–3,35 млрд лет. Вулканогенно-осадочное выполнение пояса Барбертон формировалось в интервале 3,5–3,1 млрд лет т.н. и таким образом относится к среднему архею. Оно выделяется в супергруппу Свазиленд (пояс расположен по обе стороны границы между провинцией Трансвааль ЮАР и Свазилендом) и подразделяется на три группы. Нижняя группа Онфервахт мощностью 8–12 км сложена ультрамафитовыми–мафитовыми вулканитами – коматии-

тами (это название происходит от местности Комати в поясе Барбертон) и базальтами с подчиненными более кислыми вулканитами и кремнями. Возраст группы 3550–3290 млн лет. Средняя группа Фиг-Три, согласно перекрывающая предыдущую, имеет мощность 1–3 км и образована песчаниками, туфогенными алевролитами, кремнями и джеспилитами; ее возраст 3260–3225 млн лет; Верхняя группа Моодис залегает с угловым несогласием и базальным конгломератом на подстилающих образованиях и состоит из кварцевых песчаников (первых в истории Земли), в меньшей степени алевролитов, еще более редких полимиктовых конгломератов, аргиллитов и вулканитов, отложенных в условиях аллювиальной равнины или мелкого моря. Мощность порядка 3500 м, а возраст до 3,1 млрд лет. Группа несет следы конседиментационных деформаций, но основные деформации произошли после отложения всей супергруппы Свазиленд. Они привели в образованию довольно сложной структуры, предположительно со срывом с фундамента (рис.7-4), свидетельствующей о двустороннем горизонтальном сжатии. Размер этого сжатия оценивается как минимум в одну треть первоначальной ширины пояса. Метаморфизм пород пояса весьма слабый – низшие ступени зеленосланцевой фации.

Граниты, окружающие пояс Барбертон, двух типов. Более древние из них имеют тоналитовый состав и возраст 3225±3 млн лет; они могут быть комагматичны дацитам в кровле группы Фиг-Три, но ряд признаков свидетельствует об их более позднем, чем группа Моодис, возрасте. Более молодой (3,1 млрд лет) батолит, образующий юго-восточную раму пояса, сложен уже калиевыми гранитами.

Условия заложения Барбертонского ЗКП остаются дискуссионными. Существует представление о его заложении на океанской коре. Однако присутствие метакварцитов в основании группы Онфервахт и чешуй тоналитов среди отложений этой группы, а также обломков гранитов и гнейсов, содержащих цирконы с возрастом более 3,5 млрд лет в группе Моодис склоняет других исследователей к мнению о заложении пояса на более древнем сиалическом основании или вблизи его выходов. Консолидация Каапваальского эократона завершилась коло 3,0 млрд лет т.н., судя по возрасту лав, залегающих в основании отложений супергруппы Понгола – древнейшего платформенного чехла не только на Африканском континенте.

Другой классической гранит-зеленокаменной областью Южной Африки является, как упоминалось выше, *эократон Зимбабве* (см. рис.7-2). Он отделен от Каапваальского эократона гранулит-гнейсовым раннепротерозойским поясом Лимпопо (см. ниже) и по своей структуре и истории заметно отличается от своего Каапваальского соседа. В его составе присутствуют как средне-, так и позднеархейские зеленокаменные пояса, а кратонизация наступила лишь в самом конце архея.

Древнейшими породами эократона Зимбабве являются тоналитовые гнейсы с возрастом около 3,5 млрд лет. На них с размывом залегают породы первой генерации ЗКП, известной под названием себаквийской. Ее слагают ультраосновные и основные лавы, прослоенные хромитоносными серпентинитами и перекрываемые толщей обломочных пород. Себаквийский комплекс прорывается плутонами гранито-гнейсов с возрастом 2,9–2,8 млрд лет. Следующая, уже позднеархейская генерация зеленокаменных поясов Зимбабве именуется булавайской и имеет более широкое распространение и более пестрый состав, включающий наряду с основными и ультраосновными лавами, в том числе коматиитовыми, кислые лавы, а также обломочные породы, джеспилиты и строматолитовые известняки. В верхах булавайской группы бимодальные вулканиты сменяются известково-щелочными, андезитами и дацитами. Булавайская группа состоит из двух частей, разделенных несогласием, и местами залегает непосредственно на древних гнейсах. На смятых в складки булавайских отложениях, в свою очередь, резко несогласно залегают грубообломочные образования шамвайской группы, включающие кислые вулканиты.

Развитие эократона завершилось внедрением многочисленных плутонов гранитоидов. Первая их генерация, в основном, видимо, дошамвайская, с возрастом 2,6 млрд лет представлена тоналитами и гранодиоритами, а вторая – нормальными гранитами, но близкого радиометрического возраста. Зеленокаменные пояса заполняют промежутки между выходами гранитов, создавая петельчатый структурный рисунок, столь характерный для эократона Зимбабве.

Свидетелем окончательной кратонизации гранит-зеленокаменной области Зимбабве служит образование знаменитой Великой Дайки, пересекающей в меридиональном направлении весь эократон от р. Замбези до р. Лимпопо на протяжении 530 км при ширине до 11 км. Сложена она перидотитами с прослоями хромитов, пироксенитами и норитами, образующими полосы, наклоненные к оси дайки. Ее возраст определен в 2460±16 млн лет.

Распространение архейских образований в Африке отнюдь не ограничивается эократонами Каапвааль и Зимбабве. В Экваториальной Африке расположены эпиархейские кратоны Конго, включающие выступы архея к югу (Касаи-Ангола), к западу (Шайлу-Габон) и к северу от образовавшейся позднее синеклизы Конго, и Танзанийский; в Северо-Западной Африке (рис.7-5) архей выступает в западных частях Леоно-Либерийского (Манского) и Регибатского массивов, вторично разделенных наложенной синеклизой Таудени, а во-

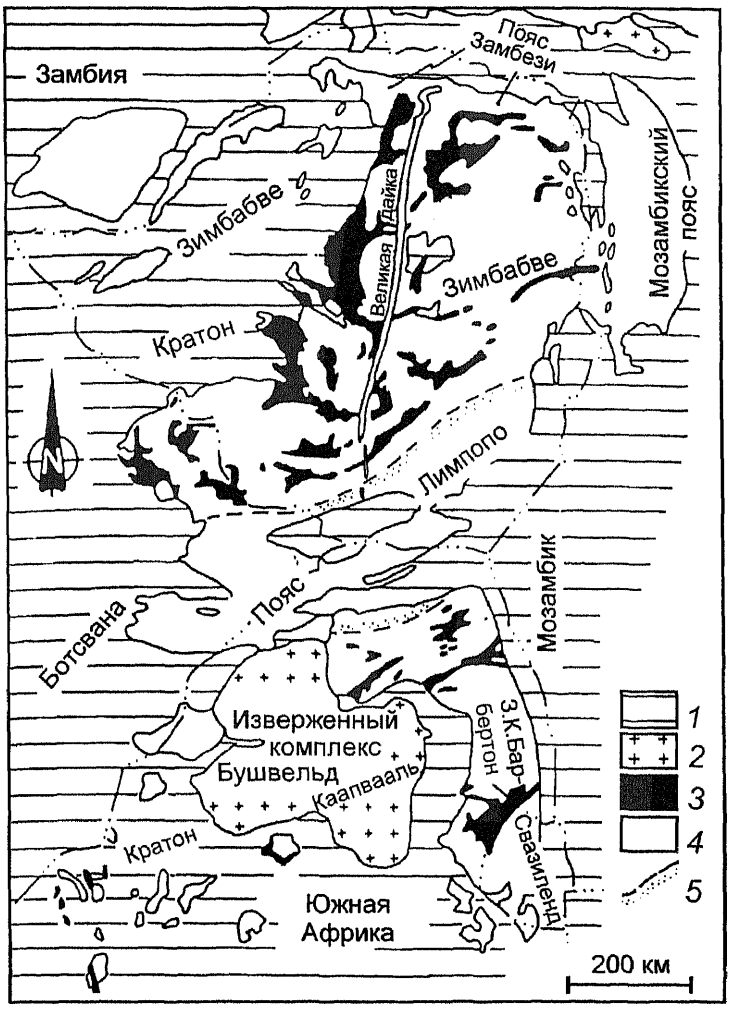


Рис. 7-2. Схематическая геологическая карта кратонов Каапвааль и Зимбабве с промежуточным подвижным поясом Лимпопо, Южная Африка (из книги А.Гудвина)

1 – осадочный чехол; *2* – изверженные комплексы; *3* – зеленокаменные пояса; *4* – гранитоиды, массивные и гнейсовидные; *5* – границы пояса Лимпопо

сточнее, в центре Сахары, архей обнажен в массиве Ахаггар (Туарегском). В ряде этих архейских эократонов – Конго, Танзанийском, Леоно-Либерийском, известны зеленокаменные пояса, и они, таким образом, представляют фрагменты гранит-зеленокаменных областей.

Столь широкое распространение архейских образований на поверхности Африканской платформы позволяет предполагать, что к концу архея континентальная кора сформировалась на всей ее площади и что Африка вошла в это время в состав первой Пангеи, подвергшейся затем деструкции в начале раннего протерозоя.

Раннепротерозойский комплекс развит в Африке уже в двух разных формах – в качестве платформенного чехла в пределах сохранивших свою устойчивость эократонов и в составе интенсивно складчатых и метаморфизованных подвижных систем – протогеосинклиналей. Чехольные образования будут рассмотрены несколько ниже, а сейчас мы остановимся на комплексах подвижных систем.

Структурный план будущей Африканской платформы в раннем протерозое, как и на других докембрийских платформах, в частности Северо-Американской, определялся мозаикой устойчивых глыб эпиархейской континентальной коры – эократонов, разделенных и позже спаянных линейными раннепротерозойскими складчатыми системами. Из них особое место принадлежит гранулит-гнейсовому *поясу Лимпопо*, разделяющему эократоны Каапвааль и Зимбабве

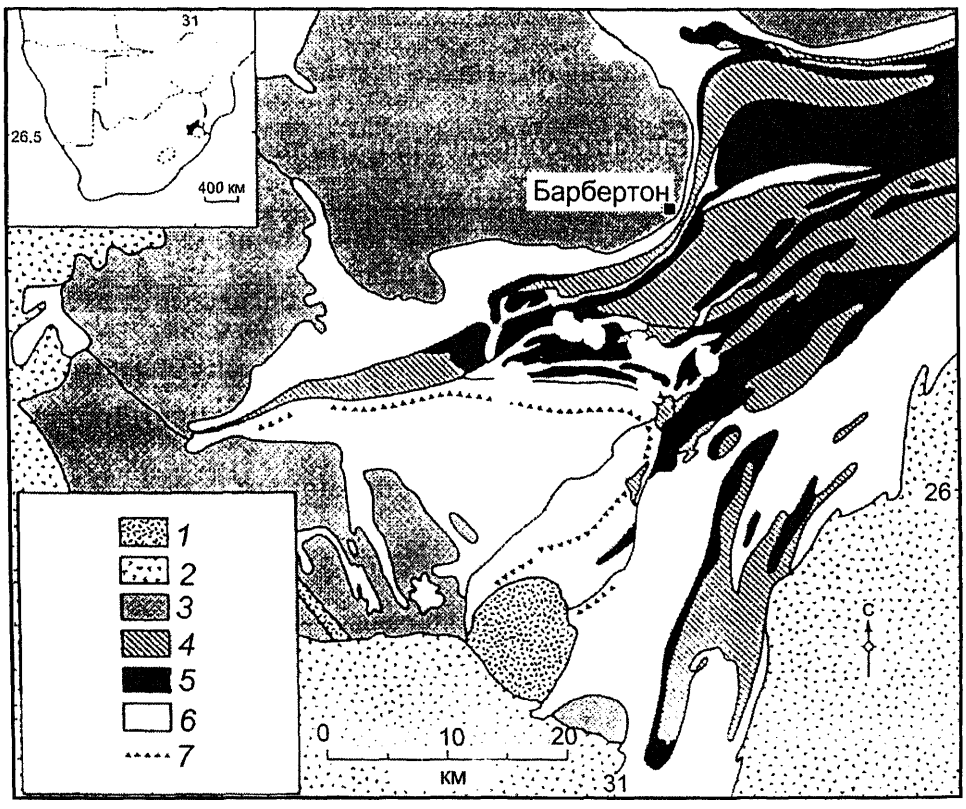


Рис. 7-3. Упрощенная карта центральной и западной частей зеленокаменного пояса Барбертон (по Г.Р.Байерли и др.)
1, 2 – граниты с возрастом 3,0–3,2 млрд лет; 3 – тоналиты, трондьемиты; 4 – группа Моодис; 5 – группа Фиг Три; 6 – группа Онфервахт; 7 – дацитовые вулканиты

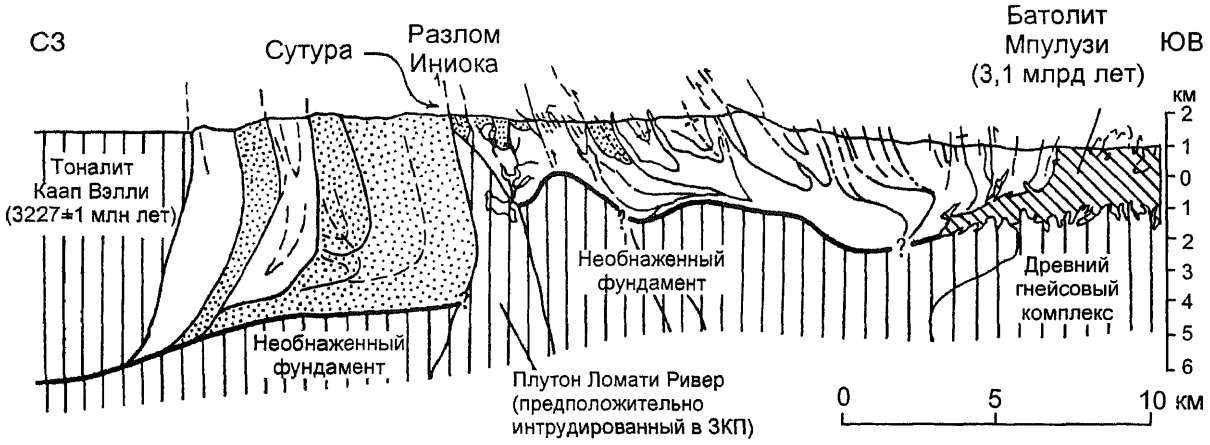


Рис. 7-4. Интерпретированный геологический профиль зеленокаменного пояса Барбертон (по Х.Хейбеку и Д.Р.Лоуэ)
Разлом Иниока разделяет два сильно сжатых складчато-надвиговых пояса в образованиях групп Моодис и Фиг Три со встречной вергентностью, указывающей на тектоническое перемещение, направленное от краев ЗКП к его внутренней части. Точки – группа Моодис, белое – группа Фиг Три, жирная линия – предполагаемая поверхность срыва (detachment)

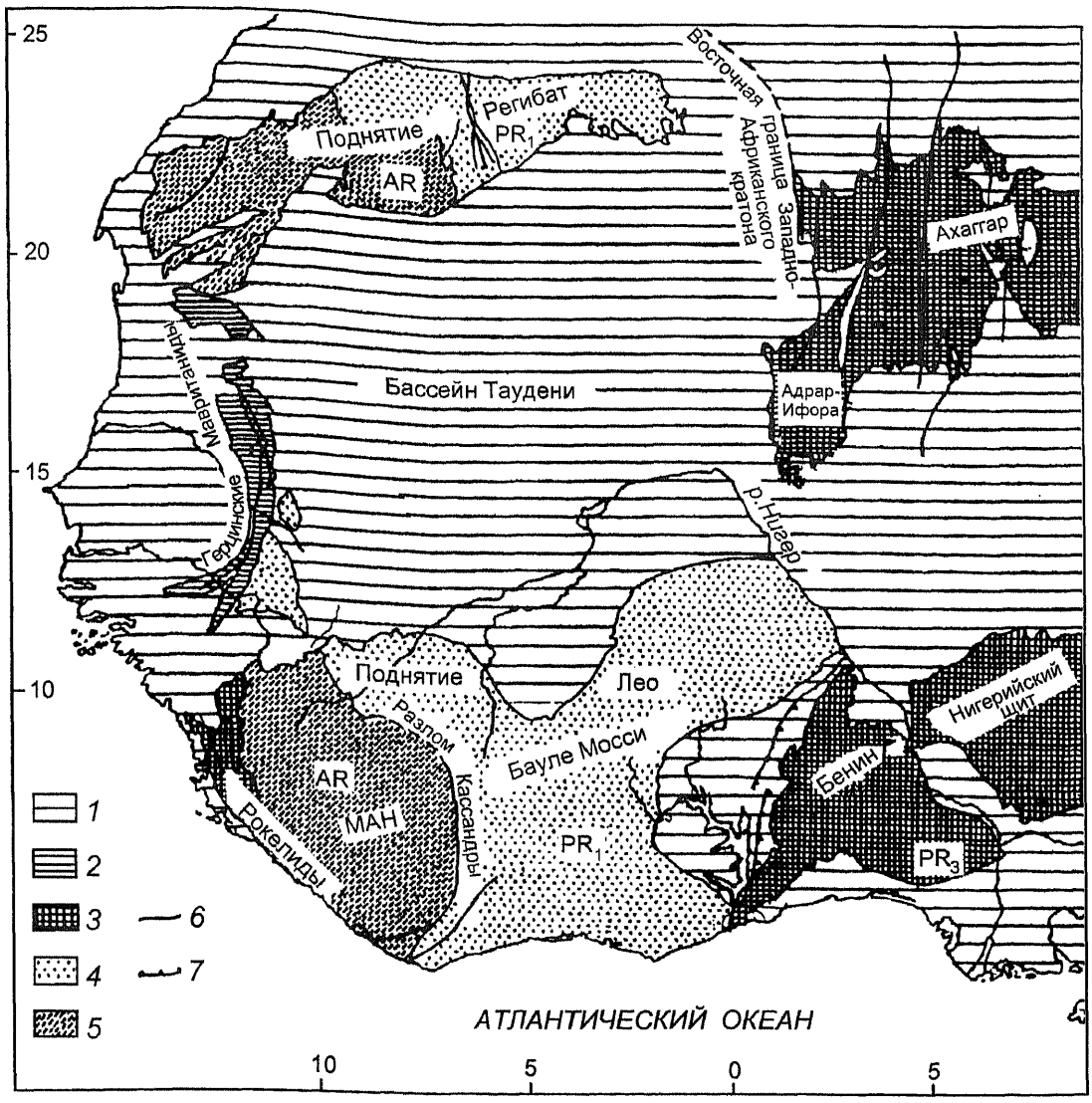


Рис. 7-5. Геологическая карта Западной Африки с указанием выступов докембрийского фундамента (по М.Боэру и др.)

1 – фанерозойский чехол; 2 – герцинские Мавританиды; 3 – области панафриканского термотектогенеза; 4 – протерозой; 5 – архей; 6 – разломы; 7 – надвиги

и протягивающемуся на 700 км в близширотном направлении между ними. До недавнего времени пояс Лимпопо рассматривался как позднеархейская структура, но теперь доказано, что главные деформации и метаморфизм он испытал 2,0 млрд лет т.н., что лучше согласуется с фактом его надвигания на эократон Зимбабве, кратонизированный не ранее 2,5 млрд лет т.н. В поперечном профиле пояса различают две краевые и центральную зоны. Краевые зоны представляют нереработанные и метаморфизованные до гранулитовой фации окраины гранит-зеленокаменных областей, соответственно, кратонов Каапваальского и Зимбабве. Обе они надвинуты на незатронутые этой переработкой основные части этих кратонов, причем наибольшее надвигание испытала северная краевая зона. Центральная зона отделена от краевых крупными сдвигами, по которым она смещена к западу относительно последних.

В строении центральной зоны различают «фундамент», представленный гнейсами (парагнейсами) с возрастом 3,3 или более миллиардов лет, и метаосадочный «чехол», состоящий из парагнейсов, кварцитов, карбонатов, железистых кварцитов и амфиболитов. Весь этот комплекс вмещает весьма крупные тела расслоенных основных–ультраосновных включая габбро-анортозиты интрузий, датированных в 3,2–3,1 млрд

лет. Таким образом в центральной зоне выведены на поверхность допозднеархейские образования. Но здесь присутствуют и более молодые, превращенные в гнейсы гранитные плутоны позднеархейского – 2,7–2,5 млрд лет, возраста.

Исследователи довольно единодушно рассматривают образование пояса Лимпопо как результат коллизии эократонов Каапвааль и Зимбабве. Однако остается неясным масштаб растяжения и степень деструкции континентальной коры, которые должны были происходить на стадии заложения пояса. Отсутствие офиолитов говорит против образования на месте будущего пояса бассейна с корой океанского типа, но, с другой стороны, значительные различия в структуре и истории развития в архее эократонов Каапвааль и Зимбабве заставляют допустить, что они первоначально должны были находиться на значительном расстоянии один от другого и могли испытать встречное перемещение как вкрест простирания, так и вдоль простирания современного пояса Лимпопо. О существенной деструкции континентальной коры свидельствует вторжение в нее большого объема мантийных выплавок, давших начало расслоенным мафит-ультрамафитовым интрузиям.

Так или иначе, к 2,0 млрд лет т.н. эократоны Каапвааль и Зимбабве уже оказались спаянными в одно целое, известное под названием *кратона* (протоплатформы) *Калахари*, а по его периферии развивались подвижные системы (рис.7-6). В западном обрамлении кратона это системы *Магонди* против эократона Зимбабве и *Кейс* против эократона Каапвааль. Обе эти системы сложены мощными толщами мелководных обломочных и карбонатных осадков с участием основных вулканитов, отвечающих, очевидно, проксимальной части пассивных окраин эократонов. В системе Магонди намечается переход к западу в более глубоководные отложения, а в системе Кейс к востоку в отложения платформенного чехла (см. ниже). Толщи, слагающие обе системы, сложно дислоцированы, в системе Кейс вплоть до образования тектонических покровов, сорванных с фундамента, очевидно архейского, и в целом надвинутых на смежные эократоны. Метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой и даже гранулитовой фации. Обе системы развивались в интервале 2,0–1,7 млрд лет, т.е. во второй половине раннего протерозоя.

Другая, более протяженная, чем Магонди и Кейс, раннепротерозойская складчатая система огибает с

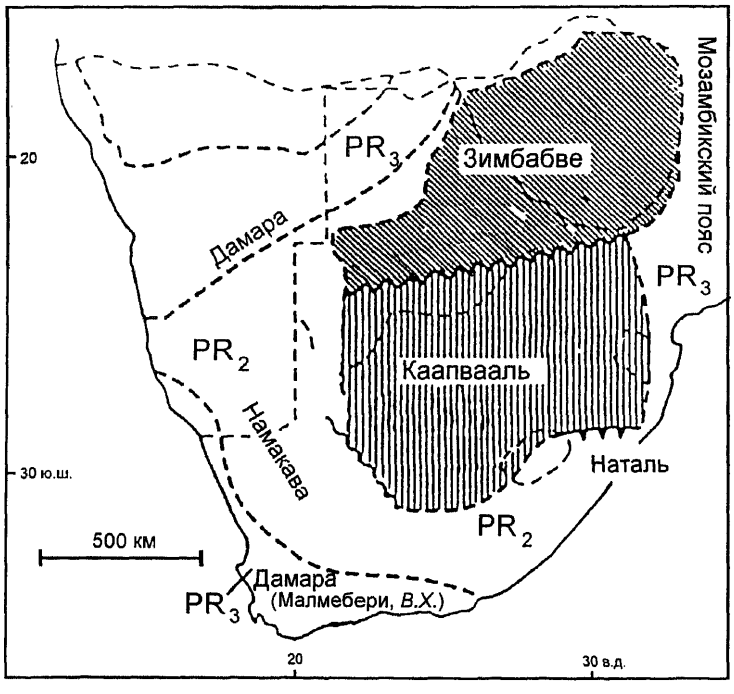


Рис. 7-6. Доордовикские геологические провинции Южной Африки (по Д.Р.Лове и др.)
Породы провинций Зимбабве и Каапвааль древнее 2,0 млрд лет, Намаква – 1340–1067 млн лет, Дамара и Мозамбик – 700–530 млн лет

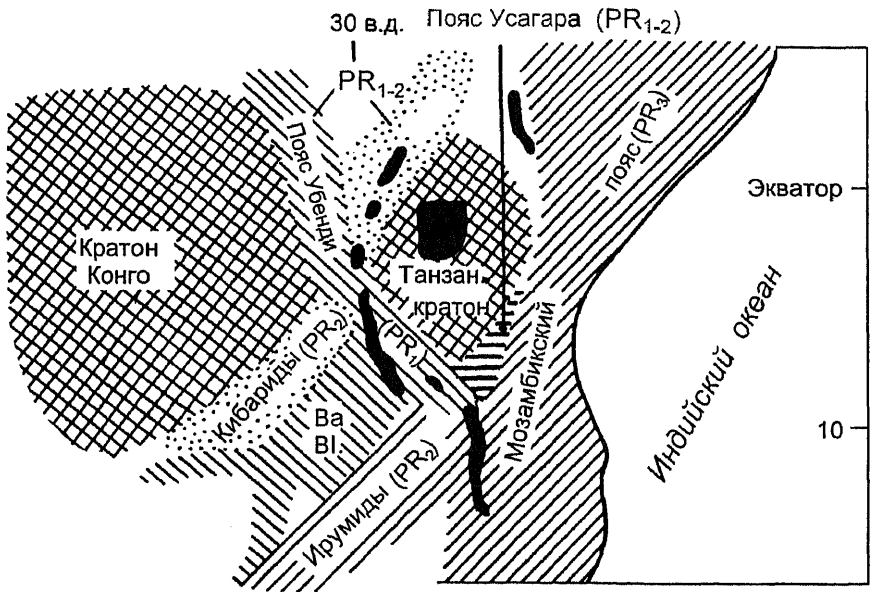


Рис. 7-7. Распределение подвижных поясов и кратонов в Восточной и Центральной Африке (по У.Рингу и др.)
BA BI – блок Бангвеулу. Следует обратить внимание на то, что пояс Убенди пересекает Кибарский пояс

юго-запада и юго-востока Танзанийский эократон (рис.7-7). Западный ее отрезок носит название Рузизи, или Убенди, а восточный – Усагара; ее общая протяженность превышает полторы тысячи километров. Система сложена мощной толщей метапсаммитов, в основном кварцитов, и метапелитов с участием метакарбонатов и амфиболитов. Метаморфизм достигает амфиболитовой, а местами и гранулитвой фации, породы в сегменте Убенди в значительной степени превращены в гнейсы. Дислоцированность отложений довольно высокая, отмечается существенная роль молодых сдвигов. Деформации протекали в две фазы, между 2,0 и 1,8 млрд лет т.н. В сегменте Усагара основной складчатый комплекс несогласно перекрывается мощной толщей андезитов и риолитов, прорванной плутонами гранитоидов. Сегмент Убенди дополнительно испытал воздействие событий в соседней с юга среднепротерозойской системе Ирумид (см.ниже).

Севернее Танзанийского эократона, вдоль северо-западного побережья озера Виктория простирается еще одна раннепротерозойская система – Рувензори. По составу слагающих отложений, интенсивности метаморфизма и дислокаций и возрасту последних она вполне сходна с системой Рузизи–Убенди–Усагара. Отметим лишь, что среди системы Рувензори имеются выходы архейского фундамента, что, впрочем, вероятно и для системы Убенди-Усагара, и сильнее проявилась мигматизация. Последнее относится и к еще одной складчатой системе того же возраста в Экваториальной Африке – Кимезийской, простирающейся вдоль атлантического побережья от Габона до Анголы в тылу позднепротерозойской системы Западных Конголид (см. ниже). Существенно иными особенностями отличается пояс раннепротерозойской складчатости, простирающийся в меридиональном направлении через Северо-Западную Африку и включающий восточную часть Регибатского массива, смежный с востока Туарегский массив (Ахаггар), а на юге большую, центральную и восточную, часть Леоно-Либерийского (Манского) массива (см.рис.7-5). Именно в этой последней области пояс наиболее типично развит; здесь слагающие его отложения были выделены под названием бирримия, а заключительная для них складчатость получила наименование эбурнейской; она проявилась в две фазы: 2,1 и 1,9 млрд лет т.н. По типу своего строения область развития бирримия весьма сходна с гранит-зеленокаменными областями архея. Ее аналогом и, вероятно, первоначальным продолжением по другую сторону Атлантики является область Гвианского щита, охваченная трансамазонской складчатостью, одновозрастной эбурнейской. Соответственно, в ее структуре выделяются удлиненные в северо-северо-восточном направлении троги, выполненные в различных пропорциях вулканитами и терригенными осадками, метаморфизованными преимущественно в зеленосланцевой фации. Вулканиты представлены метаба-

зальтами и в меньшем количестве риолитами, дацитами и их пирокластолитами. Эти троги разделены полосами развития более древних гнейсов и более молодых, эбурней-ских, гранитоидов. По своему химизму эти гранитоиды принадлежат к I типу и являются, следовательно, ювенильными, свидетельствуя о заложении Бирримской области на коре океанского типа. Нижние части разреза трогов выполняют более узкие структуры, верхние – более широкие и пологие. Отложения смяты в прямые узкие, до изоклинальных складки.

Несогласно на бирримский комплекс наложены впадины, очевидно рифтогенные, выполненные грубообломочной континентальной тарквийской молассой, известной своей золотоносностью (отсюда колониальное название Ганы – Золотой Берег).

Как отмечалось выше, область развития бирримия находит свое северное продолжение по другую сторону синеклизы Таудени в восточной части Регибатского массива, где развиты граувакки и вулканиты, несогласно перекрытые кислыми вулканитами включая игнимбриты и прорванные комагматичными им гранитоидами с возрастом 2,0–1,8 млрд лет. Среди этих гранитоидов присутствуют кольцевые интрузии щелочных разностей и граниты типа рапакиви. Еще выше, уже почти горизонтально залегает слабо или вовсе не метаморфизованная моласса. Выходы нижнего протерозоя, в основном эбурнейских гранитов, известны еще севернее в Анти-Атласе, отделенном от Регибатского массива синеклизой Тиндуф, на самом краю Африканской платформы.

Складчатый нижний протерозой развит в Северной Африке и в более восточной полосе, проходящей через Ахаггар (Туарегский массив) и далее с перерывом на юг в Бенин-Нигерийский массив (см. рис.7-5). Здесь состав этих образований существенно иной, чем в описанной выше западной полосе: он представлен кварцитами, сланцами, мраморами, гнейсами, амфиболитами, вероятно первично представлявшими шельфовые образования, возможно даже платформенный чехол. Но они интенсивно дислоцированы, вплоть до образования покровов, и метаморфизованы от амфиболитовой до гранулитовой фации, включая образование чарнокитов, а также прорваны многочисленными плутонами гранитоидов. Возраст метаморфизма и гранитизации 2,1–1,8 млрд лет.

Выходы нижнего протерозоя имеются и в Северо-Восточной Африке, в частности в небольшом массиве Увейнат на границе Ливии, Египта и Судана. Здесь на поверхность выведены породы архея, а также мигматиты и граниты с возрастом ~1,8 млрд лет. Наконец, еще значительно восточнее, на востоке Аравийско-Нубийского щита выявлен блок раннедокембрийской континентальной коры, включающий гранодиориты с возрастом 1628±200 млн лет. Проявления раннепротерозойского (2,1 млрд лет) метаморфизма отмечены на Мадагаскаре. Итак, нижнепротерозойские складчатые, метаморфизованные и гранитизированные образования весьма широко распространены в Африке и Аравии. Это делает очевидным, что к концу раннего протерозоя эта территория была повторно кратонизирована и, вероятно, вошла в состав образованной в это время новой Пангеи. Но на этом не закончилось становление фундамента Африкано-Аравийской платформы; оно продолжилось в среднем и даже позднем протерозое.

Среднепротерозойский комплекс фундамента развит, однако, значительно более ограниченно, чем нижнепротерозойский и в основном в южной половине Африканского континента. Наиболее высокоподвижный пояс этого возраста простирается в виде выпуклой к югу дуги через всю южную оконечность Африки от атлантического до индоокеанского побережья, окаймляя с юга протоплатформу Калахари с ее раннепротерозойским складчатым обрамлением (система Кейс). Западная часть этого пояса носит название *Намаква*, восточная – *Наталь* (см. рис.7-5).

Система Намаква имеет весьма сложное и гетерогенное строение. Она надвинута на систему Кейс и тем самым на протоплатформу Калахари, но вместе с тем включает нижнепротерозойские образования, одновозрастные этой системе и в смежной с ней части ее непосредственно продолжающие. Наряду с этим в центральной зоне системы присутствует зеленокаменный комплекс и граниты с возрастом 1,3–1,2 млрд лет, которые могут рассматриваться как океанско-островодужные образования. Юго-западнее снова появляются нижнепротерозойские гнейсы, метаосадки и вулканиты, которые могли слагать микроконтинент, столкнувшийся с погребенным краем протоплатформы Калахари в конце среднего протерозоя. Соответствующая сутура отмечена выходами упоминавшейся океанско-островодужной ассоциации. Коллизия сопровождалась метаморфизмом, достигшим гранулитовой фации.

В системе Наталь, восточном продолжении системы Намаква, степень дислоцированности отложений возрастает еще больше. В тылу фронтального надвига этой системы на Каапваальский эократон выделяется целый пакет тектонических покровов с общим перемещением более 100 км. Самый верхний покров сложен основными метавулканитами и полнокристаллическими мафитами–ультрамафитами, в совокупности рассматриваемыми как офиолитовая ассоциация. Южнее выступают гнейсы и граниты, а также супракрустальные образования, метаморфизованные до гранулитовой фации. Геохимические данные свидетельствуют в пользу их островодужной природы, так что речь может идти о столкновании с континентом Калахари вулканической дуги с поглощением (обдукцией к северу,

субдукцией к югу) океанского типа коры промежуточного окраинного бассейна. Развитие этого структурного ансамбля могло начаться около 1,5 млрд лет т.н. и завершилось между 1,1 и 0,9 млрд лет т.н., т.е. в конце среднего протерозоя.

Важно подчеркнуть, что в поясе Намаква–Наталь мы имеем один из очень немногих доказанных примеров развития среднепротерозойских офиолитов в мире и, следовательно, существования в этом эоне подвижных систем, включающих бассейны с океанского типа корой.

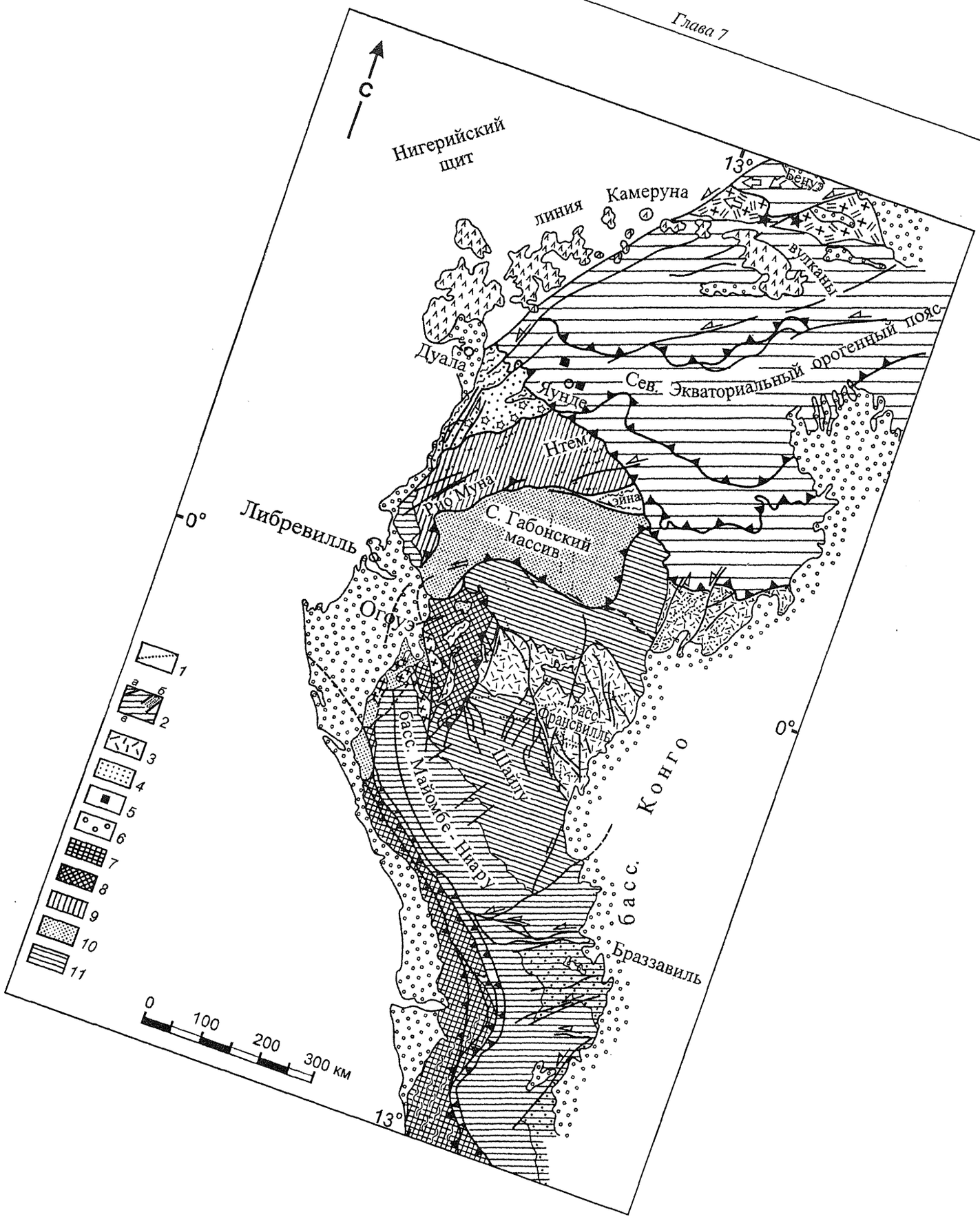
Существенно иного характера подвижный пояс развивался в среднем протерозое в Центральной Африке, в Конго, Бурунди, Руанде и Уганде. Этот *Кибарский пояс* северо-восточного простирания имеет явно целиком энсиалическую природу; он протягивается между эократоном Конго на северо-западе, Танзанийским эократоном на востоке и блоком Бангвеулу на юго-востоке (см. рис.7-7). На юго-западе Кибариды уходят под позднепротерозойскую Луфилийскую дугу. Сложены Кибариды мощной, 10–12-километровой толщей слабо метаморфизованных пелитов и псаммитов, в основном кварцитов, грубеющих кверху, с подчиненным участием карбонатов и бимодальных, преимущественно основных вулканитов. Заложение системы произошло около 1,4 млрд лет т.н. и вскоре (1,35 млрд лет т.н.) сопровождалось бимодальным магматизмом. Первая фаза складчатых деформаций с образованием гранито-гнейсовых куполов датируется в 1280–1260 млн лет, а главная фаза деформаций и становления гранитных батолитов закончилась к 1180–1100 млн лет т.н. с последующим образованием сдвигов и внедрением вдоль них небольших тел щелочных гранитов с возрастом 980–970 млн лет, несущих промышленно важную олово-вольфрамовую и тантал-ниобиевую минерализацию.

Параллельно Кибаридам, но на 500 км юго-восточнее, отделяясь раннепротерозойским блоком Бангвеулу, протягивается вполне сходная по составу слагающих отложений и по возрасту их деформаций система Ирумид. На юго-западе, подобно Кибаридам, она упирается в Луфилийскую дугу, а на востоке постепенно сливается, с повышением степени метаморфизма до гранулитового, с южной частью Мозамбикского пояса (см. ниже). Общая структура Ирумид дивергентная, со срывом метаосадочного выполнения с раннедокембрийского кристаллического фундамента.

Конец среднего протерозоя ознаменовался новой стабилизацией Африканской платформы. Это стабильное состояние в северной половине Африки удерживалось до 900–850 млн лет, но в ее южной половине вскоре последовала деструкция с образованием новых подвижных систем, которые группируются в два пояса. Один из них с перерывами прослеживается на расстояние в 3000 км вдоль атлантического побережья и включает Западные Конголиды и северную ветвь системы Дамара, примыкающие к протоплатформе Конго (рис.7-8), а южнее – системы Гариеп и Малмсбери (Салдания), составляющие, соответственно, западное и южное обрамление протоплатформы Калахари с ее среднепротерозойским приращением (Намаква–Наталь). На севере Намибии от Приатлантического пояса под почти прямым углом (тройное сочленение!) вглубь платформы отходит мощная система Дамара, далее к северо-востоку дающая две ветви – Катангскую и Замбези.

Западные Конголиды простираются параллельно атлантическому побережью от Габона через Конго до Анголы на расстояние в 1300 км. На юге, на широте Луанды, их продолжение срезает широтный правый сдвиг, благодаря которому вероятное южное продолжение данной системы, идущее на соединение с северной ветвью Дамарской системы, оказывается смещенным в море и скрытым под молодым чехлом. С океанской стороны Западные Конголиды сопровождаются полосой выходов нижнепротерозойского кимезия с возрастом до 2,1 млрд лет. Нижняя часть разреза складчатой системы может относиться еще к среднему рифею; она метаморфизована до амфиболитовой фации и помимо кварцитов и пелитов включает толщу базальтов с андезитами и риолитами вверху. Средняя часть разреза сложена уже преимущественно вулканитами – метабазальтами внизу и метариолитами вверху, а верхняя, залегающая несогласно, является полным аналогом позднепротерозойского разреза Катангид, о которых речь пойдет ниже, и состоит из ритмического чередования кварцитов и аргиллитов. Она включает два характерных горизонта микститов, интерпретируемых рядом исследователей как ледниковые образования – тиллиты. В ее верхах все большую роль играют строматолитовые карбонаты. Вся эта последовательность отложений смята в умеренно сжатые складки, наклоненные к востоку. Здесь перед складчатой системой простирается передовой прогиб, заполненный красноцветной молассой. Главная фаза деформаций по синтектонической интрузии гранитов датирована в 734± 10 млн лет, а заключительная, затронувшая и молассу – 625–600 млн лет. Известны и посттектонические интрузии, внедрившиеся в конце кембрия – начале ордовика.

Образование системы Западных Конголид связывается с рифтингом между кратонами Амазонским и Конго и их последующим столкновением. Спорным остается масштаб начального раздвига и природа коры возникшего в результате этого раздвига бассейна; некоторые исследователи считают ее океанской, трактуя основные породы разреза как офиолиты, другие это оспаривают, но допускают существенное утонение кон-


С
Нигерийский щит
13°
Бенуэ
линия Камеруна
вулканы
Дуала
Сев. Экваториальный орогенный пояс
Яунде
Нтем
Рио Муна
Эйна
С. Габонский массив
0°
Либревилль
Огоуэ
басс. Франсвилль
Шайлу
басс. Майомбе-Ниару
0°
басс. Конго
Браззавиль
13°
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
0
100
200
300 км

тинентальной коры и последующую конвергенцию бортов рифта. Предполагается, что коллизионная сутура скрыта под чехлом к западу от системы Западных Конголид.

Расположенная южнее, в северной Намибии, *система Дамара* представляет наиболее полно развитую из складчатых систем этого возраста. Она простирается в северо-восточном направлении от побережья, но дает ответвления к северу и к югу вдоль него. На реконструкциях Западной Гондваны допускается сочленение системы Дамара с южноамериканской системой Рибейра (см. гл.6). На севере система Дамара связана постепенным переходом с чехлом протоплатформы Конго, на юге – надвинута на протоплатформу Калахари по целой серии надвигов, даже тектонических покровов.

Система Дамара с ее ответвлениями заложилась в начале неопротерозоя в виде тройного сочленения континентальных рифтов с накоплением обломочных пород с подчиненными кислыми и щелочными вулканитами, а вверху – карбонатов и эвапоритов. В середине позднего рифея рифтовые грабены и разделяющие их горсты были перекрыты крупной впадиной с широким шельфом на севере и накоплениеми карбонатов, а выше – терригенных осадков. В центральной части впадины в условиях больших глубин отлагались сланцевые и флишоидны толщи, включающие метабазальты, габбро и пирокластолиты с сульфидными рудами, рассматриваемые как свидетельство того, что растяжение достигло стадии новообразования океанской коры. Возраст этих возможных офиолитов определяетя в 830–760 млн лет. В более северной зоне шельфовые осадки перекрываются молассой, отложенной в интервале 660–570 млн лет т.н., т.е. уже в венде.

В этой же центральной зоне орогена имеются крупные плутоны син- и посттектонических анатектических гранитоидов, образованных между 750 и 450 млн лет, но в основном 570–540 млн лет т.н., на это время приходится и пик метаморфизма, достигшего амфиболитовой фации. Но наиболее молодой гранитный батолит имеет возраст 460 млн лет, он сопровождается урановосным аляскитом и пегматитами.

Северо-восточное продолжение системы Дамара в Конго и Замбии известно как *Катангиды*. Эта складчатая система имеет явно энсиалический характер, отличается относительно слабыми дислоцированностью и метаморфизмом, редкостью гранитов, но мощность слагающих ее отложений достигает местами 10 км; накапливались они в интервале 1100–600 млн лет т.н. и имеют трехчленное строение: преимущественно песчаники и конгломераты внизу, рассматриваемые как моласса Кибарид, карбонаты с прослоями аргиллитов в средней части, песчаники и аргиллиты вверху. Два верхних подразделения начинаются горизонтами тиллоидов (или настоящих тиллитов). Возраст нижнего подразделения 1100–950 млн лет, т.е. еще среднерифейский, среднего, лежащего с некоторым несогласием на нижнем – 950–850 млн лет (низы верхнего рифея), верхнего – 850–600 млн лет, т.е. верхи верхнего рифея – низы венда.

Складчатая система Катангид заканчивается на севере Луфилийской дугой, выпуклой к северо-северо-востоку, к ней приурочены знаменитые стратиформные месторождения медных руд в низах разреза. В тылу этой дуги находится группа куполов с выведенным на поверхность в ядре докатангским фундаментом. Впереди Луфилийской дуги, на погружении блока Бангвеулу, аналоги катангских отложений залегают уже практически горизонтально. Сама дуга как бы вписана в Кибариды на северо-западе и Ирумиды на юго-востоке.

Помимо Катангид, Дамарская система дает еще одно ответвление вглубь Африканской платформы: это субширотная *система Замбези*, окаймляющая с севера эократон Зимбабве и на него полого надвинутая. На востоке эта система сливается с Мозамбикским поясом (см. ниже). Сложная внутренняя структура системы включает элементы раннедокембрийского основания вместе с псаммито-пелито-карбонатными отложениями позднего протерозоя. Интенсивной дислоцирован-

Рис. 7-8. Главные блоки на западе Экваториальной Африки (по Ж.Фейбесс и др., упрощено)

Блоки совмещены или смещены друг относительно друга во время палеопротерозойских орогенических событий. *1* – мезо- и неопротерозойские дайки долеритов (1316–1000 млн лет); *2*: *а* – неопротерозойская впадина Комба-Ниари и связанные с ней нормальные сбросы, *б* – неопротерозойские осадочные породы, *в* – поздненеопротерозойские отложения; *3* – палеопротерозойские метаосадочные породы Сембе-Уэссо; *4* – архейские и палеопротерозойские гнейсы основания аллохтонной неопротерозойской единицы Поли; *5* – палеопротерозойские гнейсы Мейомене и Кекем, вовлеченные в строение тектонического покрова Яунде в неопротерозое; *6–8* – блоки пород, метаморфизованных в условиях средне- или высокоградного метаморфизма в палеопротерозое: *6* – блок Ньонг-Айна – палеопротерозой и ретроградно метаморфизованный архей, *7* – блок Икобе-Ван – палеопротерозойские метаосадки и амфиболиты, *8* – блок Огоуэ; *9–11* – блоки, состоящие в основном из пород, метаморфизованных в архее, но переработанных и перекристаллизованных в палеопротерозое лишь вдоль краев блоков во время образования надвигов: *9* – блок Рио Муни-Нтем – высокоградные (гранулиты средних давлений) архейские метаморфиты, *10* – массив гор Кристал – северного Габона – метаморфиты средней ступени, *11* – блок Шайлу – высокоградные метаморфиты, частично ретроградно метаморфизованные в архее

ности всего комплекса, доходящей до образования тектонических покровов южной вергентности отвечает и высокая степень метаморфизма, до гранулитовой фации, снижающаяся в покровах.

Южная ветвь системы Дамара огибает юго-западную и южную оконечности Африканского материка и состоит из двух звеньев: Гариеп и Малмсбери (Салдания), разобщенных выступом допозднепротерозойского фундамента. В поперечном профиле *системы Гариеп* наблюдается переход от более грубых и мелководных осадков, залегающих трансгрессивно на фундаменте, на востоке, к более глубоководным, включающим базальт-андезитовые лавы и пирокластолиты, а возможно также офиолиты, на западе. Соответственно усложняется и структура, вплоть до образования тектонических покровов; отмечается и присутствие глаукофановых сланцев. Основная фаза деформаций и метаморфизма проявилась на рубеже около 700 млн лет т.н., а посттектонические граниты внедрились значительно позже, около 520 млн лет т.н., т.е. уже в кембрии. Что касается малообнаженной *системы Малмсбери*, сложенной метатерригенными отложениями, то ее наиболее примечательной особенностью является развитие гранитных батолитов с возрастом 600–520 млн лет.

Таким образом, для неопротерозойских подвижных систем юга Африки характерно раннее начало активного развития, еще в конце среднего рифея, и позднее его окончание, уже в кембрии, если не в ордовике. В противоположность этому, в северной половине Африки заложение таких систем произошло позже, в начале или даже середине позднего рифея. Здесь намечается три субмеридиональных пояса таких структур: Мавритано-Сенегальский близ атлантического побережья, Транссахарский и Нубийско-Аравийский на востоке. Первые два разделялись Западно-Африканской протоплатформой, образованной в конце раннего протерозоя, а между Транссахарским и Аравийско-Нубийским поясами также имеются редкие выходы раннего докембрия, указывающие на существование протоплатформы, иногда называемой Восточно-Сахарской.

Мавритано-Сенегальская система, или *Мавританиды*, простирается в общем параллельно атлантическому побережью Северо-Западной Африки от Мавритании на севере до Либерии на юге. На всем этом протяжении слагающие ее образования надвинуты на Западно-Африканскую протоплатформу – Регибатский массив, синеклизу Таудени и Леоно-Либерийский массив. Надвигание это протекало в три фазы – первую перед вендом (650 млн лет т.н.), вторую – перед кембрием (550 млн лет т.н.) – в южной половине системы, и третью – в позднем палеозое, опять-таки в северной половине системы. Система имеет общее восточно-вергентное покровно-надвиговое строение. Трансформными разломами она подразделяется на три сегмента – собственно Мавританиды (Мавритания–Сенегал), Бассариды (Мали–Гвинея) и Рокелиды (Гвинея–Сьерра-Леоне–Либерия) с различным возрастом деформаций (см.выше). На западе, со стороны океана, образования системы перекрыты молодым, мезозойско-кайнозойским чехлом Сенегальского периокеанского бассейна, а южнее, в Гвинее, наложенной палеозойской Гвинейской (Бове) синеклизы. По гравиметрическим данным предполагается, что под этим чехлом находится блок докембрийской континентальной коры, аналогичной коре Западно-Африканского кратона и, возможно, представлявший выступ Амазонского кратона. Исходя из этого допускается, что заложение подвижной системы Мавританид произошло в позднем рифее, около 700 млн лет т.н. в результате рифтинга раннедокембрийского кристаллического фундамента, перекрытого чехлом континентальных осадков средне- и ранне-позднерифейского возраста. Рифтинг этот мог достигнуть стадии ограниченного спрединга, судя по присутствию породной ассоциации, тождественной или близкой офиолитовой. Вскоре в западном плече рифта, очевидно вследствие субдукции, возникла энсиалическая вулканическая дуга, а выполнение рифта начало подвергаться сжатию со скучиванием и надвиганием на Западно-Африканский кратон. Этот процесс в Мавританидах и Бассаридах достиг кульминации на рубеже рифея и венда, 650 млн лет т.н. Вызван был этот орогенез столкновением ограничивавших первичный рифт древних блоков. В венде по обе стороны орогенного поднятия в передовом и тыльном прогибах происходило накопление флиша (с тиллитами в основании). В конце венда (575–555 млн лет т.н.) южные Мавританиды и Бассариды испытали вторую фазу деформаций и метаморфизм. В Рокелидах проявилась лишь эта фаза. Здесь вообще система испытывает резкое сужение и вырождается в сутуру, вдоль которой простирается узкая полоса вендского флиша и офиолитов (?). Последняя фаза деформаций и надвигания – пермская – затронула в основном Мавританиды и лишь отчасти Бассариды. Она была связана с коллизией Гондваны и Лаврентии и явилась отголоском аллеганской эпохи деформаций в Аппалачах.

Следующим к востоку крупным неопротерозойским складчатым поясом Северной Африки является *Транссахарский пояс*. Он прослеживается от восточного Анти-Атласа на севере через палеозойский инверсионный авлакоген Саура-Угарта, где породы этого возраста выступают в ядрах антиклиналей, в направлении горного массива Ахаггар (Хоггар) в центре Сахары, а затем, с перерывом, связанным с наложенной Мали-Нигерской синеклизой, в горный хребет Атакора в Того, достигая в конце концов Гвинейского зали-

ва. Первоначально этот пояс мог находить свое продолжениие в северо-восточной Бразилии.

Северное звено пояса, обнаженное в эрозионном окне в восточном Анти-Атласе примечательно тем, что здесь обнажена относительно полная офиолитовая ассоциация, прорванная кварцевыми диоритами и перекрытая известково-щелочными островодужными вулканитами. Возраст офиолитов определен в 787 млн лет. Становлению бассейна с океанской корой предшествовал континентальный рифтинг, отчетливо проявленный на прилегающем с юго-запада краю Западно-Африканской протоплатформы образованием роя даек и излиянию мощных покровов толеитовых базальтов. Этот рифтинг датирован в 790 млн лет; за ним последовало накопление на опущенном краю континента турбидитов, черных сланцев и толеитовых базальтов, уже приближающихся к океанским. В ходе панафриканского орогенеза офиолиты и островодужные вулканиты были надвинуты на образования континентальной окраины и прорваны гранодиоритами с возрастом 680 млн лет. Полное закрытие бассейна и коллизия гипотетического северного континента с Западно-Африканским произошли в венде – 600 млн лет т.н.

Весьма сходная картина соотношения окраины Западно-Африканской платформы и подвижного Транссахарского пояса наблюдается на западе Ахаггарского массива. Здесь на раннедокембрийском фундаменте залегает чехол, представленный в основном строматолитовыми известняками низов верхнего рифея. В него со стороны подвижного пояса внедрен мощный и сложный мафит-ультрамафитовый комплекс, а на него наложен еще более мощный известково-щелочной островодужного типа вулканический пояс. Южнее вулканиты приобретают бимодальный характер и появляются интрузии габбро-норитов и диоритов. Метаморфизм возрастает до амфиболитовой фации. Все эти образования интенсивно дислоцированы. Дислокации имеют западную вергентность. Следует отметить, что нигде в Ахаггаре не выявлены настоящие офиолиты, хотя исследователи допускают, что магматическая дуга могла возникнуть на океанской коре.

Рифтинг на краю Западно-Африканского континента, отделившего от него более восточный континентальный блок, датируется в 800 млн лет, а образование магматической дуги – временем до 730 млн лет. За этим последовал высокотемпературный синкинематический метаморфизм на уровне 710 млн лет и накопление вулканокластического материала восточного происхождения с противоположной активной континентальной окраины. Далее следует фаза становления плутонов известково-щелочных гранитоидов – 635 млн лет т.н., и эпоха коллизии континентальных блоков – 620–600 млн лет т.н. Коллизия была косой, что привело к образованию крупных сдвигов, очень характерных для Ахаггара и ориентированных строго по меридиану. Закончилось активное развитие этой части пояса поднятием, внедрением посткинематических гранитов и накоплением красноцветной континентальной молассы в остаточных прогибах и наложенных грабенах; этот процесс длился до 500 млн лет т.н., т.е. охватил поздний венд и кембрий. Сказанное относилось к западному Ахаггару. Центральный и восточный Ахаггар обнаруживают сложную структуру и историю позднепротерозойского–раннепалеозойского развития. Блоки раннедокембрийского фундамента чередуются с трогами, заполненными вулканогенно обломочными образованиями верхнепротерозойского (700–650 млн лет) возраста. В эпоху панафриканского орогенеза древние блоки подверглись переработке и весь ансамбль был пронизан многочисленными плутонами гранитоидов.

Южный сегмент Транссахарского пояса находится на территории Того, Бенина и восточной Нигерии. В его внешней, западной полосе, совпадающей с хребтом Атакора и надвинутой на впадину Вольта (см. ниже), развиты слабо метаморфизованные кварцит-пелитовые толщи с подчиненными карбонатами и бимодальными вулканитами. Присутствие в разрезе тиллитов свидетельствует о принадлежности верхней части разреза венду. В восточном направлении, за крупным разломом, сопровождаемым протрузиями серпентинитов, интенсивность метаморфизма резко возрастает и большую роль начинают играть выступы раннедокембрийского (>2,0 млрд лет) фундамента. Между ними выделяются троги, выполненные слабее метаморфизованными сланцево-кварцитовыми образованиями, очевидно эквивалентными толщам, слагающим хребет Атакора.

Оба комплекса прорваны гранитоидами, три фазы внедрения которых датированы, соответственно, в 685, 598 и 523 млн лет; первые и вторые являются синтектоническими, последние – посттектоническими. Вся эта картина вполне напоминает наблюдаемую в центральном и восточном Ахаггаре.

Слабообнаженная Восточно-Сахарская протоплатформа, простирающаяся на восток до долины Нила, отделяет Транссахарский неопротерозойский подвижный пояс от *Нубийско-Аравийского пояса*, простирающегося по обе стороны молодого рифта Красного моря (рис.7-9). Этот последний пояс, хотя и сходен с Транссахарским по возрасту слагающих его отложений и их деформаций, существенно от него отличается почти полным отсутствием выходов древнего фундамента и исключением блока Афиф на крайнем востоке аравийской части пояса. Другим не менее существенным отличием служит широкое развитие типичных офиолитов, правда, главным образом в виде меланжа, выступающего вдоль сутур или в составе тектонических

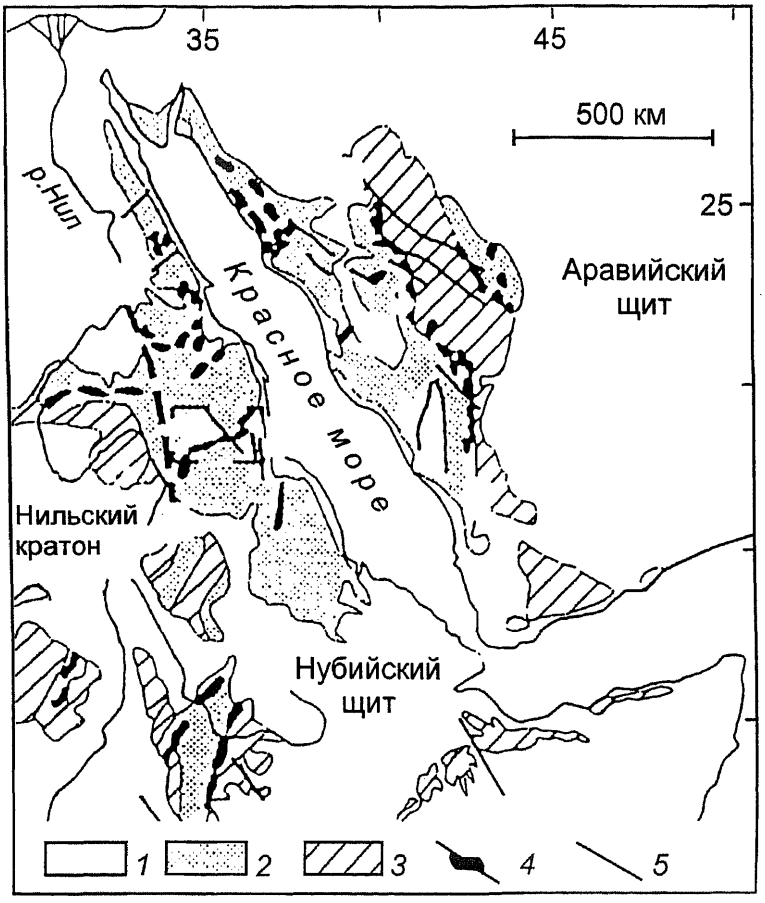


Рис. 7-9. Обобщенная геологическая карта Аравийско-Нубийского щита (по А.Крёнеру и др.)

1 – чехол; *2* – неопротерозойская ювенильная кора; *3* – мезопротерозойская и более древняя кора; *4* – сутуры, сопровождаемые офиолитами; *5* – послеаккреционные структуры

покровов. Еще более широко распространены известково-щелочные островодужные вулканиты, от базальтов до риолитов, и обломочные породы, продукты их разрушения. Среди островодужных образований детальные исследования в северо-восточном Египте позволили различить две генерации – раннюю с возрастом 880 млн лет, представленную габбро, диоритами, тоналитами – внутриокеанскую, и более позднюю, андского типа, сложенную непрерывно дифференцированными вулканитами, закончившую свое формирование к 620 млн лет т.н. За этим последовало становление плутонов гранитоидов того же андского типа и мантийного происхождения на рубеже порядка 550 млн лет. К этому времени, т.е. к началу кембрия, закончилась аккреция вулканических дуг, шедшая последовательно с востока на запад, к Восточно-Сахарскому континенту, и произошла коллизия этого континента с более восточным континентом, принадлежавшим Восточной Гондване. Одновременно шло накопление мелководно-морской, а затем континентальной молассы с прослоями кислых лав; на севере она перекрыта среднекембрийскими карбонатами. Между тем основная часть пояса испытывала постколлизионное растяжение с образованием роев даек, а также плутонов, в том числе кольцевых, щелочных гранитов и излияниями бимодальных вулканитов. Эти процессы закончились лишь в начале ордовика.

На юго-востоке Аравийского п-ова и по другую сторону Персидского и Оманского заливов в венде на фоне затухающей субаэральной вулканической дея-

тельности возник солеродный бассейн Ормуз с накоплением мощной эвапоритовой толщи.

Нубийско-Аравийский пояс в только что описанном виде прослеживается вплоть до Эфиопии, где он сменяется одновозрастным, но резко отличным по своему составу и строению *Мозамбикским поясом*. Последний является, наряду с Гренвильским, крупнейшим представителем гранулито-гнейсовых поясов мира, столь характерных для протерозоя и начала палеозоя. Его общность с Нубийско-Аравийским поясом подчеркивается помимо взаимоперехода по простиранию и одновозрастности заключительных деформаций тем, что некоторые из офиолитовых зон Нубийско-Аравийского пояса прослеживаются к югу далеко вглубь Мозамбикского пояса. Главное же отличие последнего состоит в том, что за исключением этих офиолитов, Мозамбикский пояс сложен в основном более древними, чем верхнепротерозойские, породами, глубоко переработанными в процессе панафриканского термотектогенеза. В переходной между Нубийско-Аравийским и Мозамбикским поясами зоне, приходящейся на Эфиопию, наблюдается выклинивание к югу полос, сложенных верхнепротерозойскими образованиями и расширение промежуточных блоков переработанных более древних пород.

С запада Мозамбикский пояс ограничен одноименным надвиговым фронтом, подобным Гренвильскому фронту Северной Америки. Мозамбикский фронт простирается в меридиональном направлении до низовьев р. Замбези (рис.7-10). На своем протяжении фронт срезает, в ряде мест почти под прямым углом, более древние элементы структуры Африканской платформы, от архея Танзанийского и Зимбабвийского эократонов и пояса Лимпопо, раннепротерозойской складчатой системы Усагара и вплоть до среднепротерозойской системы Ирумид на юге, закончившей свое развитие на гренвильском рубеже, что тем самым намечает нижний предел возраста самого Мозамбикского пояса. В ряде мест уже внутри пояса прослеживается продолжение структур, срезанных Мозамбикским

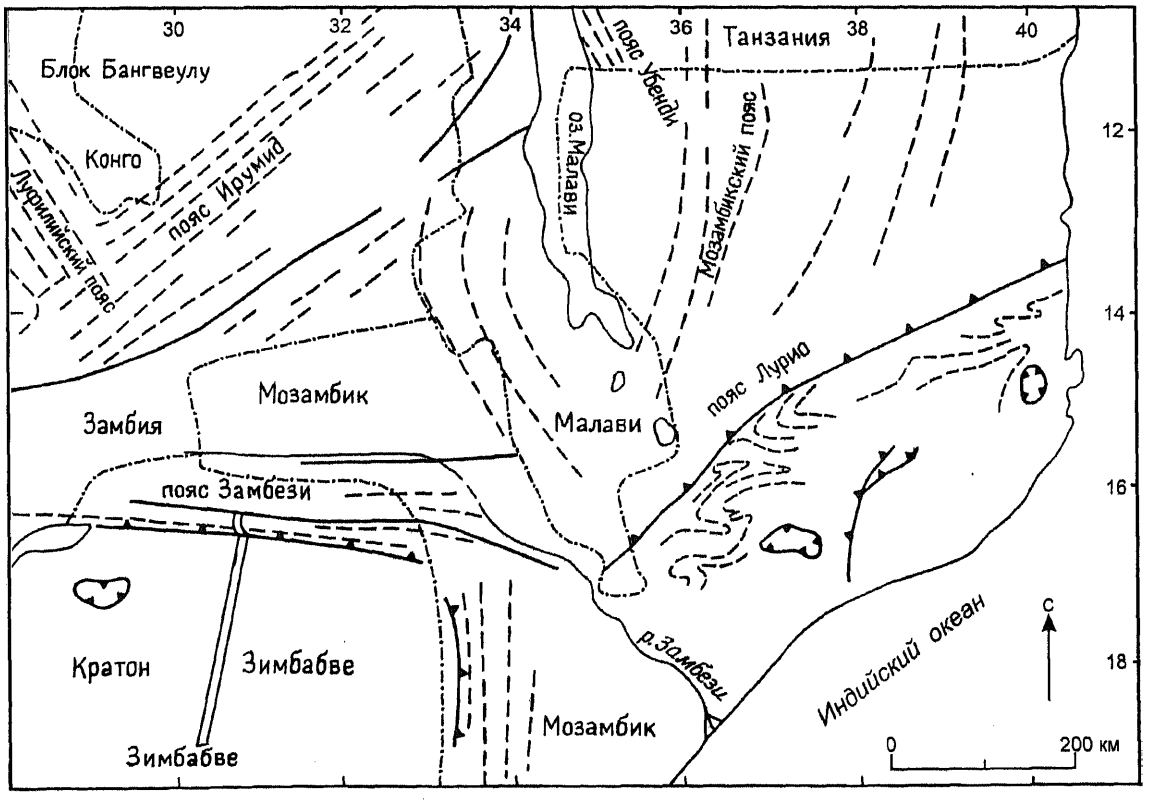


Рис. 7-10. Упрощенная схематическая карта Юго-Восточной Африки (по А.Крёнеру и др.)

Карта показывает тектонические единицы, положение пояса Лурио, его форланда (к югу от пояса Лурио) и различные тектонические клиппы

фронтом. Это касается зеленокаменных поясов эпиархейских эократонов, ранне- и среднепротерозойских складчатых и метаморфических образований, а также отложений осадочных чехлов эократонов, в частности группы Умкондо эократона Зимбабве (нижний протерозой) и аналогов группы Букоба Танзанийского эократона (верхний протерозой). В случае Умкондо прослежено постепенное возрастание степени дислоцированности и метаморфизма со вступлением в Мозамбикский пояс.

Внутренняя структура Мозамбикского пояса отличается большой сложностью. Развиты опрокинутые и изоклинальные складки, надвиги, переходящие в тектонические покровы; господствует общая западная вергентность. Радиометрические датировки дают большой разброс. На юге, в Мозамбике они в большинстве отвечают гренвильскому возрасту субстрата пояса, очевидно здесь слабо переработанного, но севернее преобладают панафриканские значения. Они позволяют различить в Кенийском сегменте три эпохи деформаций, метаморфизма и гранитизации: 1 – на уровне ~820 млн лет т.н. – опрокинутая складчатость, пластичные надвиги с тектоническим переслаиванием фундамента и чехла, чешуями офиолитов, образование анатектических гранитов, амфиболитовый–гранулитовый метаморфизм – все это связывается с косой коллизией предполагаемого на юге Кибарского (Гренвильского) континента с Танзанийским эократоном; 2 – между 620–570 млн лет т.н. – постколлизионные складчатые деформации и образование пластичных сдвигов, играющих большую роль в структуре пояса, метаморфизм, внедрение синтектонических гранитоидов; 3 – между 500 и 480 млн лет т.н.– заключительная открытая складчатость, хрупкие сдвиги и охлаждение.

Коллизионное происхождение пояса не вызывает сомнений, но главное значениие должна была иметь коллизия Восточной Гондваны с Западной, произошедшая скорее всего в раннем венде. Впрочем, коллизия эта могла происходить неодновременно в разных сегментах Мозамбикского и Нубийско-Аравийского поясов.

Остров Мадагаскар и Сейшельские о-ва, судя по возрасту заключительных событий их активного развития – 650–485 млн лет, также принадлежат к Мозамбикскому поясу. Однако в структуре Мадагаскара в еще большей степени, чем в структуре материковой части пояса, присутствуют более древние элементы, вплоть до архейских и включая нижне- и среднепротерозойские. Что касается Сейшелл, то здесь выступают граниты двух возрастов: 1320±220 и 710±9 млн лет.

Еще один, пока слабо изученный подвижный пояс панафриканского возраста протягивается в широтном направлении от Камеруна через Центрально-Африканскую республику до южного Судана, отделяя Восточно-Сахарскую протоплатформу от протоплатформы Конго. В нем возможно присутствие переработанных древних элементов наряду с относительно слабо метаморфизованными верхнепротерозойскими, включая тиллитсодержащие вендские отложения, и ювенильными гранитами с возрастом 600–550 млн лет.

Итак, формирование фундамента Африкано-Аравийской платформы закончилось в начале палеозоя, заняв три миллиарда лет.

7.1.2. Чехол платформы

Накопление отложений типа платформенного чехла началось на крайнем юге Африки, в пределах Каапваальского эократона еще в позднем архее, около 3 млрд лет т.н.

Позднеархейский комплекс представлен здесь тремя супергруппами: Понгола, Витватерсранд и Вентерсдорп. Первая из них с возрастом 3,0–2,9 млрд лет развита в небольшом изолированном бассейне на юго-востоке эократона. Большая нижняя часть ее разреза образована толщей последовательно дифференцированных лав толеитового ряда, от базальтов до риолитов, с подчиненными обломочными осадками; мощность этой толщи достигает 7 км. Верхняя часть осадочная, обломочная и глинистая с участием железистых кварцитов.Она накапливалась в речных, дельтовых и шельфовых условиях. Супергруппа прорвана дайково-силловым мафит-ультрамафитовым комплексом Усушвана с возрастом 2,8 млрд лет и более молодыми – 2,7–2,5 млрд лет, гранитами.

Следующая по возрасту (3,0–2,7 млрд лет) супергруппа Витватерсранд накопилась в более крупном бассейне, смещенном по отношению к бассейну Понгола в северо-западном направлении. Она знаменита своей золото- и ураноносностью; мощность достигает внушительного значения в 11 км. Сложена супергруппа обломочными, включая грубообломочные, осадками, отложенными во флювиальных и озерных условиях; золотоносными и ураноносными являются конусы выноса рек – фэны, особенно в базальных горизонтах осадочных циклов, залегающих над несогласиями. Осадки прослаиваются вулканитами бимодального состава. Главным образом в нижней части бассейн имеет структуру полуграбена, с разломным северо-западным ограничением. Эта структура осложнена куполовидными поднятиями и дополнительными разломами, связанными уже с формированием более молодой (2,7 млрд лет) супергруппы Вентерсдорп, которое началось в условиях рифтинга с образованием сложного грабена, но закончилось в обстановке общего погружения бассейна. Основную роль в сложении супергруппы мощностью до 5 км играют бимодальные,

частично щелочные вулканиты, подчиненную – обломочные осадочные породы.

Раннепротерозойский протоплатформенный чехол имеет гораздо более широкое распространение, но в южной половине Африки, а классический его разрез находится опять же в пределах Каапваальского эократона, в раннем протерозое вошедшего в состав протоплатформы Калахари. Здесь раннему протерозою принадлежит мощная, до 15 км, супергруппа Трансвааль, выполняющая одноименную синеклизу (протосинеклизу), значительно большую по размеру, чем бассейны, в которых накапливались Витватерсранд и Вентерсдорп, и смещенную по отношению к последним в северном направлении вплотную к поясу Лимпопо.

Супергруппа Трансвааль имеет трехчленное строение (рис.7-11). Нижнюю часть слагают основные вулканиты и обломочные осадки, среднюю – карбонаты (строматолитовые доломиты) и вверху мощные железистые кварциты, верхнюю – снова обломочные породы. Накопление всех этих образований происходило в сугубо мелководных или даже субаэральных условиях. Закончилось оно излиянием мощных (3 км в сумме) кислых лав. Затем последовало внедрение крупнейшего в мире сложного расслоенного Бушвельдского лополита. Оно протекало в две фазы: сначала мафит-ультрамафитовый комплекс, мощностью 7–8 км, а затем кислый, представленный гранофирами и гранитами мощностью до 3 км, возможно комагматичный фельзитам верхов супергруппы Трансвааль. С ультрамафитами связаны платиновая и хромовая инерализация, с мафитами – ванадиеносные магнетитовые руды, с гранитоидами – руды олова. Возраст лополита – 2060–2050 млн лет.

Верхи нижнего протерозоя представлены на эократонах Каапваальском и Зимбабве красноцветными крупнообломочными отложениями, выполняющими несколько впадин, одна из которых наследует Трансваальскую синеклизу, другая (Соутпансберг) имеет явно рифтогенный характер и содержит кроме осадков лавы андезитов и трахитов, а остальные представляют грабен-прогибы. Возраст всех этих отложений порядка 1,8 млрд лет.

В Экваториальной Африке, в Габоне, раннепротерозойский чехол наложен на северо-западный край протоплатформы Конго и представлен франсвильской толщей. Эта толща имеет преобладающе конгломератово-аркозовый состав, с подчиненным содержанием углистых пелитов, кремней и бимодальных вулканитов. Она примечательна необычно высокой концентрацией урана, благодаря чему отдельные ее участки представляют природные реакторы. Кроме того, эта супергруппа содержит промышленные залежи марганцевых руд и является наиболее древней осадочной толщей – возраст 2,1–1,9 млрд лет, полностью избежавшей, в отличие от всех перечисленных выше протоплатформенных образований, регионального метаморфизма. Мощность ее составляет несколько километров.

Весьма любопытно, что среднепротерозойские образования типа платформенного (протоплатформенного) чехла в Африке практически отсутствуют; образо-

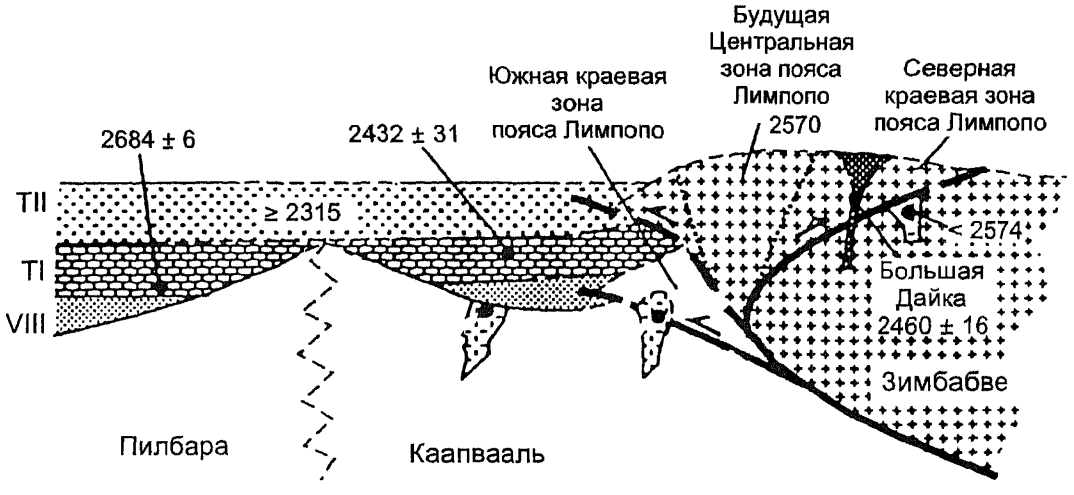


Рис. 7-11. Плитно-тектоническая модель супергруппы Трансвааль на рубеже около 2,3 млрд лет (по Д.Мартину и др.)

В современных координатах этот схематичный профиль ориентирован примерно с севера на юг. Размытые в настоящее время участки обведены пунктиром. (Допускается, что эократоны Каапвааль и Пилбара до 1,5 млрд лет т.н. составляли единое целое и супергруппа Наллегайн Австралии являлась стратиграфическим эквивалентом супергруппы Трансвааль – *В.Х.*)

вания этого возраста участвуют лишь в сложении подвижных поясов (Кибариды, Ирумиды, Намаква-Наталь). К перечню этих структур следует еще добавить рифтогенные среднерифейские (1,3–1,0 млрд лет) прогибы, возникшие вдоль западной и северной окраин протоплатформы Калахари на юге Африки: Корас, Синклер, Ганзи. Они заполнены незрелыми грубообломочными осадками и бимодальными вулканитами, общая мощность которых достигает 8–9 км. Эти образования во впадине Корас несогласно наложены на раннепротерозойскую систему Кейс.

В отличие от среднего протерозоя, в *позднем протерозое* образование платформенного чехла происходило на широких площадях, но теперь не на юге, на протоплатформе Калахари, а в Экваториальной Африке, на протоплатформе Конго, где заложилась одноименная синеклиза, и в Северо-Западной Африке, на Западно-Африканской протоплатформе, где образовалась синеклиза Таудени. Обе эти синеклизы являются крупнейшими на Африканском континенте, превышая в поперечнике тысячу км.

Отложения позднепротерозойского чехла с перерывами обнажаются по западной, северной и восточной периферии синеклизы Конго, а в ее центральной части предполагаются по данным бурения и сейсмики. Вдоль юго-восточной периферии впадины выступают складчатые образования Дамарид и Катангид, разрезы которых хорошо сопоставляются с разрезами отложений чехла, в особенности по присутствию маркирующих горизонтов тиллоидов, главный из которых залегает на гренвильском уровне 950±50 млн лет т.н., отсекая внизу небольшую часть разреза, относящуюся к верхам среднего рифея. Накопление этих отложений продолжалось до 700–660 млн лет т.н., иначе говоря, оно не выходит за пределы позднего рифея, а венд здесь отсутствует, в отличие от подвижного пояса Катангид. Состав образований преимущественно песчано-глинистый, с отдельными пачками строматолитовых карбонатов; окраска пестрая; местами присутствуют базальтовые лавы. На севере отложения деформированы лишь на переходе к панафриканской складчатой Камерун-Суданской системе, но на востоке дислоцированность возрастает и появляются интрузии габбро, сиенитов и щелочных гранитов. Косая слоистость и знаки ряби свидетельствуют о прибрежно-мелководных условиях накопления осадков.

Аналоги описанных верхнерифейских отложений известны и на восточном склоне Танзанийского эократона, где к востоку, как уже было сказано раньше, они переходят в складчатые и метаморфизованные образования Мозамбикского гранулит-гнейсового пояса.

Разрез синеклизы Таудени, в отличие от синеклизы Конго, более полный и включает не только верхнерифейские, но и вендские отложения, согласно переходящие в кембрий. Нижняя часть этого разреза кварцито-доломитово-песчаниково-алевролито-аргиллитовая, отделена несогласием на уровне 650 млн лет т.н. от верхней части, вендской, начинающейся тиллитами и сложенной в основном песчаниками, а также карбонатами, алевролитами и аргиллитами пестрой окраски. Мощность, включая кембро-ордовик, достигает 2800 м.

К югу от синеклизы Таудени, ближе к Гвинейскому заливу располагается значительно меньшего размера впадина Вольта. Она примыкает с запада к складчатой системе Атакора – южному звену Транссахарского панафриканского подвижного пояса. Ее разрез вполне сходен, с одной стороны, с разрезом впадины Таудени, а с другой, хорошо сопоставляется с разрезом системы Атакора. Разрез впадины Вольта завершается молассой, имеющей уже раннепалеозойский возраст.

Следующий комплекс чехла – *нижне- и среднепалеозойский, раннегондванский*, включает морские отложения от кембрийских до среднекарбоновых включительно. Распространены они в северной половине Африки, в то время как южная половина, за исключением крайнего юга – Капской провинции ЮАР, практически в течение всего этого времени представляла область размыва. В северо-восточной Африке морские отложения замещаются, начиная с юга, континентальными, но в Аравии, ближе к Персидскому заливу и в Синае и странах Леванта, снова преобладают морские фации.

В раннем *кембрии* погружения ограничивались лишь крайней северной и северо-восточной периферией платформы – пассивной окраиной Палеотетиса. Среднекембрийская трансгрессия привела к расширению этой зоны и к смене чисто песчаных отложений карбонатно-обломочными. Поздний кембрий ознаменовался регрессией и почти полным осушением платформы. В раннем–среднем *ордовике* эта регрессия сменилась трансгрессией, зона осадконакопления охватила всю Сахару и распространилась до Гвинейского залива, где осадки этого возраста известны во впадине Вольта и небольшой впадине Бове в Гвинее. По-прежнему преобладают песчаные фации, наряду с морскими и континентальные. Погружения затронули и южную, Капскую оконечность континента. Однако в позднем ордовике последовала новая регрессия, и почти вся Африка, включая крайний юг, а также Аравия были охвачены покровным оледенением, оказавшись в высоких широтах южного полушария.

Новая обширная трансгрессия в *силуре* покрыла всю Сахару и достигла будущего Гвинейского залива, затронув также Аравию. Широкое распространение получили глинистые литофации. Погружения продолжались в Капской провинции, но здесь отлагались пес-

чаные осадки. В раннем *девоне*, а в Аравии уже с позднего силура трансгрессия сменилась регрессией, в Аравии с накоплением карбонатов и эвапоритов. В Сахаре на общем фоне слабых погружений большими мощностями все больше выделяются рифтогенные прогибы Тиндуф и Саура-Угарта, причем эта картина сохранилась и в среднем–позднем девоне и раннем *карбоне*. Здесь мощности измеряются уже километрами и среди осадков получают распространение глины и карбонаты, а в раннем карбоне и эвапориты. Среднепозднедевонская трансгрессия превысила по масштабу силурийскую, достигнув максимума во франском веке. Лишь на юге (Нигер, Чад, Судан) морские осадки замещаются аллювиально-дельтовыми. В фамене начинается новая регрессия, продолжившаяся в раннем карбоне, мало затронувшая, однако, впадины Тиндуф и Саура-Угарта и северную периферию платформы. Капский бассейн начал мелеть уже в среднем девоне, закончив свое развитие в раннем карбоне. В конце раннего карбона на северо-западе, в Приатласской зоне и вблизи Мавританид возрастает тектоническая активность, предвещающая начало нового этапа развития платформы.

Эти тенденции вскоре переросли в почти всеобщее поднятие, в среднем карбоне еще пощадившее Приатласскую зону.

Авлакоген Саура-Угарта испытал инверсию и превратился в пологоскладчатую зону. Под влиянием тектонических напряжений, исходивших из Атласид и Мавританид, составлявших единый герцинский ороген с Южными Аппалачами, в *позднем палеозое* закончилась дифференциация на поднятия и впадины-синеклизы Сахарской плиты (рис.7-12) и всей Северной Африки. Здесь обособились Регибатский, Туарегский (Ахаггар), Тибестийский и Нубийско-Аравийский, а в более южной полосе Леоно-Либерийский (Манский) и Бенин-Нигерийский щиты. Между поднятием Анти-Атласа и Регибатским щитом протянулась синеклиза Тиндуф, авлакоген Саура-Угарта испытал инверсию и превратился в соединительное звено между Анти-Атласом и Туарегским щитом.

Второй фанерозойский комплекс осадочного чехла Африкано-Аравийской платформы отвечает верхнему палеозою и нижнему мезозою (верхний карбон – средняя юра). В отличие от предыдущего, это *позднегондванский комплекс* – его образование непосредственно предшествовало распаду Гондваны.

В Северной Африке и Аравии морские условия в позднем карбоне постепенно сменились континентальными, дольше всего сохраняясь на северо-восточной периферии, где в ранней *перми* проявилась трансгрессия, усилившаяся в поздней перми, приведя к накоплению преимущественно карбонатов. Наиболее мощное пермское осадконакопление происходило в Тунисе. В *триасе* север и северо-восток платформы продолжали оставаться зонами мелководно-морского осадконакопления. В позднем триасе – ранней и отчасти средней *юре* северо-западная, северная и северо-восточная окраины платформы становятся областями эвапоритообразования; особенно мощная соленосная толща накапливается в Алжиро-Тунисском периферическом прогибе. Местами и временами проявляется вулканизм, в основном базальтовый.

Между тем в более внутренних впадинах севера платформы с некоторыми перерывами накапливаются чисто континентальные обломочные осадки, в позднем карбоне угленосные, выше красноцветные.

Существенно иной комплекс отложений, получивший название комплекса Карру (рис.7-13), образовался на позднегондванском этапе в Экваториальной и Южной Африке. В его основании залегают ледниковые отложения верхов карбона, их распространение достигает на востоке юга Аравийского п-ова. Выше залегает угленосная толща нижней перми, которую сменяют красноцветные обломочные отложения верхней перми и триаса. Накопление всех этих отложений происходило на юге в крупной синеклизе Карру, где они и достигают максимальной мощности в несколько километров. Севернее в конце карбона возникла разветвленная рифтовая система, состоящая из рифтов меридионального и северо-восточного простирания и достигающая на севере Сомали, а на востоке включающая побережья Сомали, Кении, Танзании, Мозамбика и Мадагаскара. Эти последние районы в перми, триасе и юре время от времени испытывали вторжение моря с севера, со стороны Тетиса, предвосхищавшие раскрытие западной части Индийского океана в поздней юре. С ними было связано и накоплени эвапоритов. Формирование комплекса Карру завершилось в средней юре мощными (до 5 км) излияниями платобазальтов, достигшими наибольшей интенсивности в крайней юго-восточной части континента.

В конце средней юры начался распад Гондваны и стали определяться контуры Африканского (первоначально включавшего и Аравию) континента. Северо-западный контур обозначился в связи с раскрытием центральной Атлантики. Отложение красноцветов и эвапоритов в средней юре сменилось накоплением карбонатов. Мелководные карбонатно-терригенные толщи отлагались на северной окраине платформы, замещаясь на северо-востоке, в Аравии, карбонатами с возрастающим участием эвапоритов. Аналогичного состава отложения накапливались далее к югу вдоль побережья Восточной Африки, которая в поздней юре уже отделилась от Сейшелл-Мадагаскара-Индии с образованием Сомалийской и Мозамбикской котловин Индийского океана. Мощность осадков местами достигает 3 км.

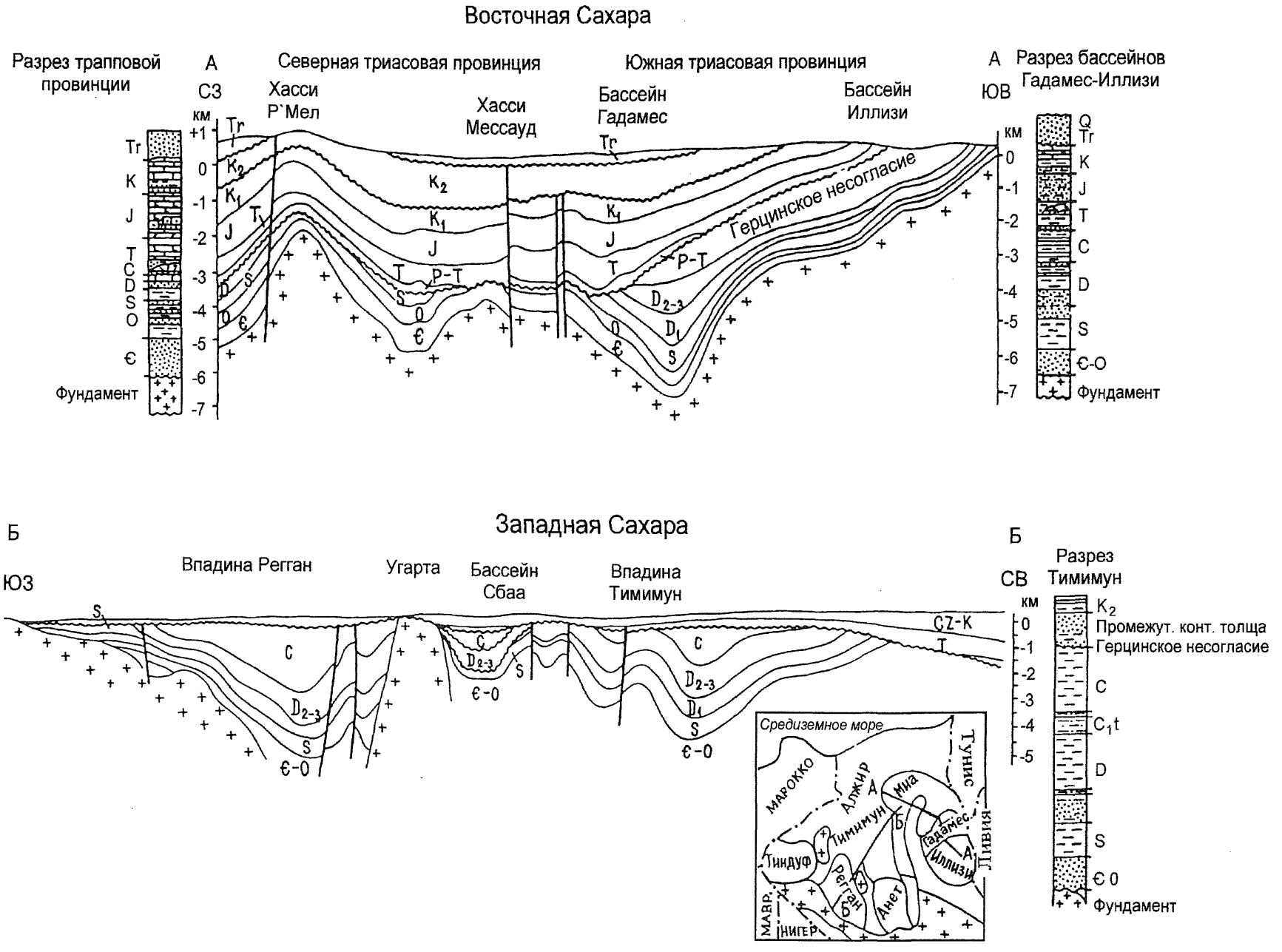


Рис. 7-12. Геологические профили Сахарской плиты (по М.Макхаузу и др.)

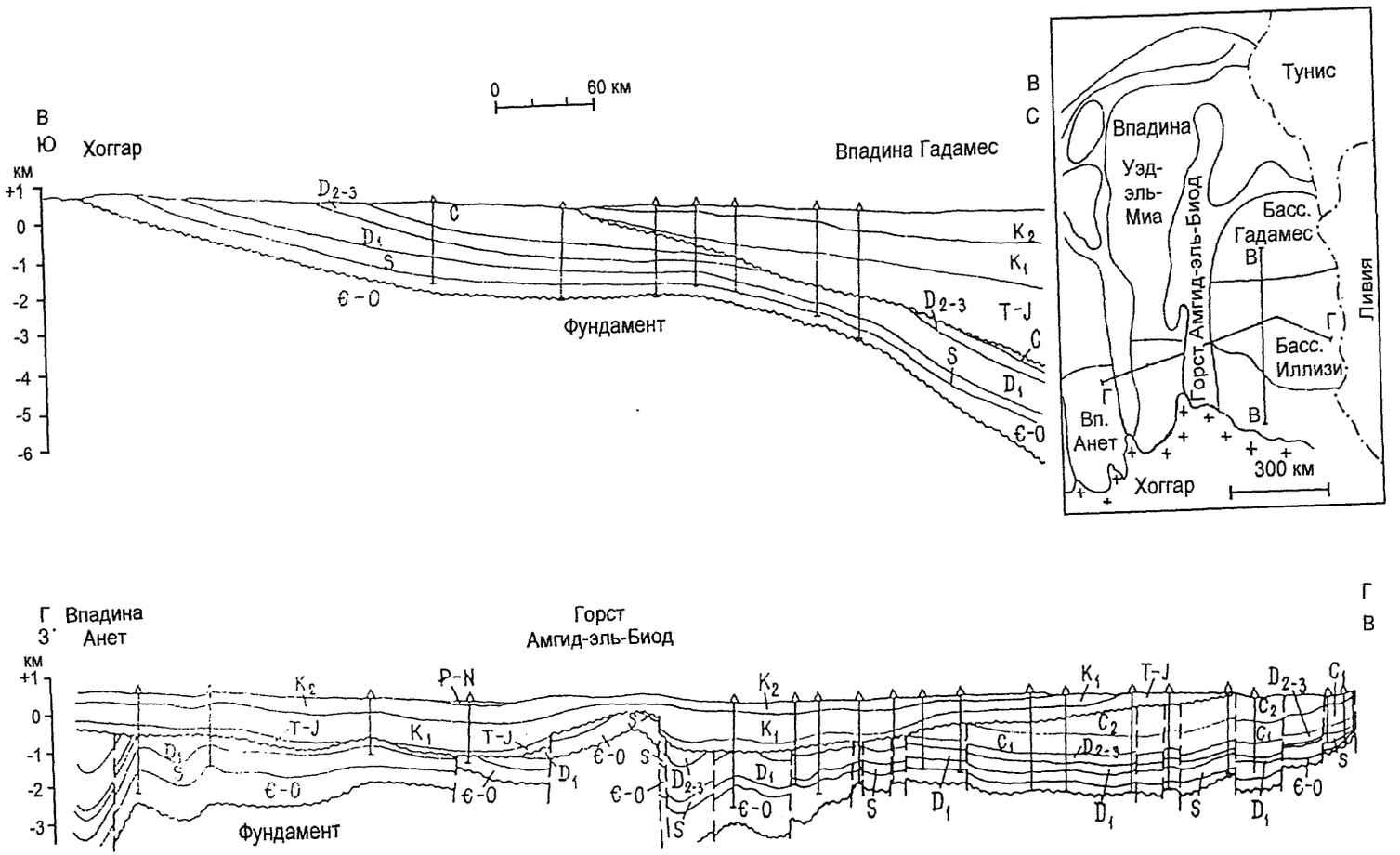


Рис. 7-12 (окончание)

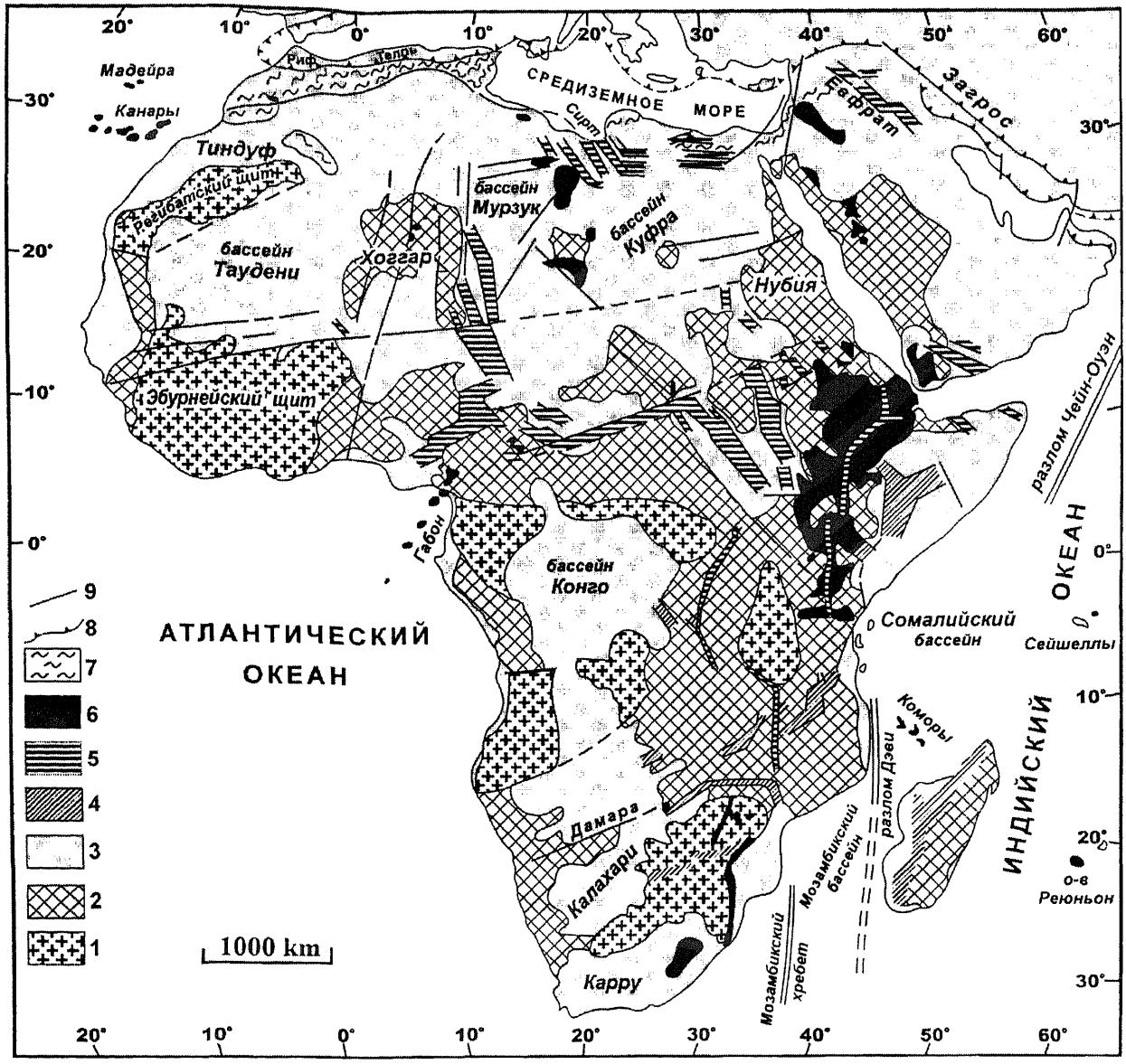


Рис. 7-13. Тектонические черты Африки и Аравии (по Р.Гиро и В.Босворту)

1 – архейские кратоны; *2* – протерозойские (главным образом панафриканские) пояса; *3* – фанерозой; *4* – рифты Карру; *5* – мезозойские и/или кайнозойские рифты; *6* – мезозойский или кайнозойский магматизм; *7* – фанерозойские складчатые пояса; *8* – альпийский надвиговый фронт; *9* – главные зоны разломов

На крайнем юге и юго-западе Африки континентальные терригенные отложения верхней юры сменяются морскими в низах *мела*. Севернее вдоль западной окраины Южной и Экваториальной Африки в неокоме еще господствует континентальное осадконакопление, в апте оно сменяется отложением соленосной толщи, а в альбе, в связи с полным раскрытием Южной Атлантики уже осаждаются нормально морские терригенные образования. На северо-западной окраине континента верхнеюрские карбонаты перекрываются нижнемеловыми более глубоководными отложениями внешнего шельфа и склона мощностью более 2 км.

Вдоль северной окраины Африки в течение раннего мела накопились преимущественно песчано-глини-

стые отложения мощностью до 3 км, причем к югу морские фации замещаются континентальными. Последние целиком господствуют во внутренних впадинах Северной Африки, составляя верхнюю часть «промежуточной континентальной толщи» Сахары и «нубийских песчаников» Египта и Судана. На северо-востоке, в обрамлении Нубийско-Аравийского щита континентальные песчаные толщи в восточном направлении замещаются морскими терригенно-карбонатными и такова же картина южнее, вдоль восточной окраины Африки.

В Экваториальной Африке в поздней юре и раннем мелу развивалась мощная рифтовая система (см. рис.7-13), протягивавшаяся от вершины Гвинейского залива в востоко-северо-восточном направлении до бассейна Нила с ответвлениями к северу на западе (Нигер-Чад) и на востоке (Судан) и к юго-востоку, в направлении Индийского океана (Кения). Грабены этой системы заполнялись аллювиально-озерными отложениями, на крайнем западе (грабен Бенуэ в Нигерии) – морскими; местами изливались щелочные базальты. В Намибии, Малави, Танзании в раннем мелу произошла мощная вспышка вулканизма щелочно-базальтового состава.

К началу позднего мела контуры Африкано-Аравийского континента определились уже по всему ее периметру, поскольку Южная Атлантика сомкнулась с Центральной. По всему же периметру платформы и на западе Мадагаскара в полосе разной ширины (наибольшей на севере, северо-востоке и востоке) отлагались карбонатные или терригенно-карбонатные осадки с подчиненными эвапоритами, замещаемые аллювиально-дельтовыми вглубь континента. Северная Африка оказалась рассеченной Транссахарским проливом, начинавшимся на севере, в Ливии Сиртским рифтом и выходившим на юге, к Гвинейскому заливу через рифт Бенуэ – остаточную структуру Центрально-Африканской системы. В ряде районов происходили излияния щелочных базальтов; местами проявлялся и интрузивный магматизм того же состава и шло внедрение кимберлитов.

В *палеоцене* начинается регрессия, в наименьшей степени затронувшая северную окраину континента, и возрастает роль терригенных отложений по сравнению с карбонатными. Эта тенденция нарастает в *эоцене*, море покидает Транссахарский пролив, заполняющийся континентальными осадками, усиливается щелочно-базальтовый магматизм.

В *олигоцене* начинается последний, *неотектонический этап* развития платформы. Море отступает в пределы прибрежной полосы и современного шельфа. Формируется мощная Восточно-Африканская рифтовая система (рис.7-14); в позднем *миоцене* начинается раскрытие Аденского залива и Красного моря с Суэцким заливом. Этот процесс сопровождается энергичным щелочно-базальтовым вулканизмом. В Красном море в позднем миоцене накопилась мощная соленосная толща. Вулканизм не ограничивался Восточной Африкой и Аравией, проявляясь местами и западнее, в Ливии, Алжире (Ахаггар), Марокко (Анти-Атлас), Нигерии, Камеруне. Авандельты крупных рек – Нила, Замбези, Конго, Нигера, выдвинулись в пределы шельфа.

7.2. Основные этапы развития Африки и Аравии

В пределах Африканского континента пока не известно выходов пород древнее 3,4–3,5 млрд лет, а этот возраст твердо доказан лишь для «древних гнейсов» Каапваальского эократона и гранито-гнейсов эократона Зимбабве. Близкие датировки получены и для некоторых сходных пород в Центральной Африке, но их достоверность более сомнительна. Во всяком случае очевидно, что «серогнейсовая» протоконтинентальная кора начала формироваться в раннем архее и на площади данного континента.

Средний и поздний архей, как и на других континентах, был временем образования зеленокаменных поясов, но их среднеархейская генерация известна лишь в эократонах Каапвааль и Зимбабве. Первый из них испытал кратонизацию уже к началу позднего архея, образовав древнейшее ядро Африканского континента. В конце архея кратонизация уже охватила большую его часть, включая Мадагаскар. Наступившая в начале *протерозоя* деструкция пощадила значительные участки эпиархейского континента, которые и выделяются в качестве эократонов. Кроме уже названных Каапваальского и Зимбабве, это Танзанийский, Замбийский (Бангвеулу), Касаи, Габонский, Сьерра-Леонский, Западно-Регибатский. На Каапваальском эократоне еще в позднем архее началось накопление осадочного чехла в синеклизе Трансвааль, продолжавшееся в раннем протерозое. А между эократонами и в их обрамлении протянулись раннепротерозойские подвижные пояса – Кейс и Магонди в обрамлении Каапваальского эократона, Лимпопо между ним и эократоном Зимбабве, Рузизи-Убенди-Усагара в южном обрамлении Танзанийского эократона, Бирримский к востоку от эократона Сьерра-Леоне. Некоторые из них имели целиком или преимущественно энсиалический характер, в других с большим (Бирримский) или меньшим (Рузизи-Убенди) основанием можно подозревать новообразование океанской коры. Пояс Лимпопо выделяется своим особенно высоким метаморфизмом и представляет наиболее ранний пример гранулито-гнейсового пояса на рассматриваемом континенте.

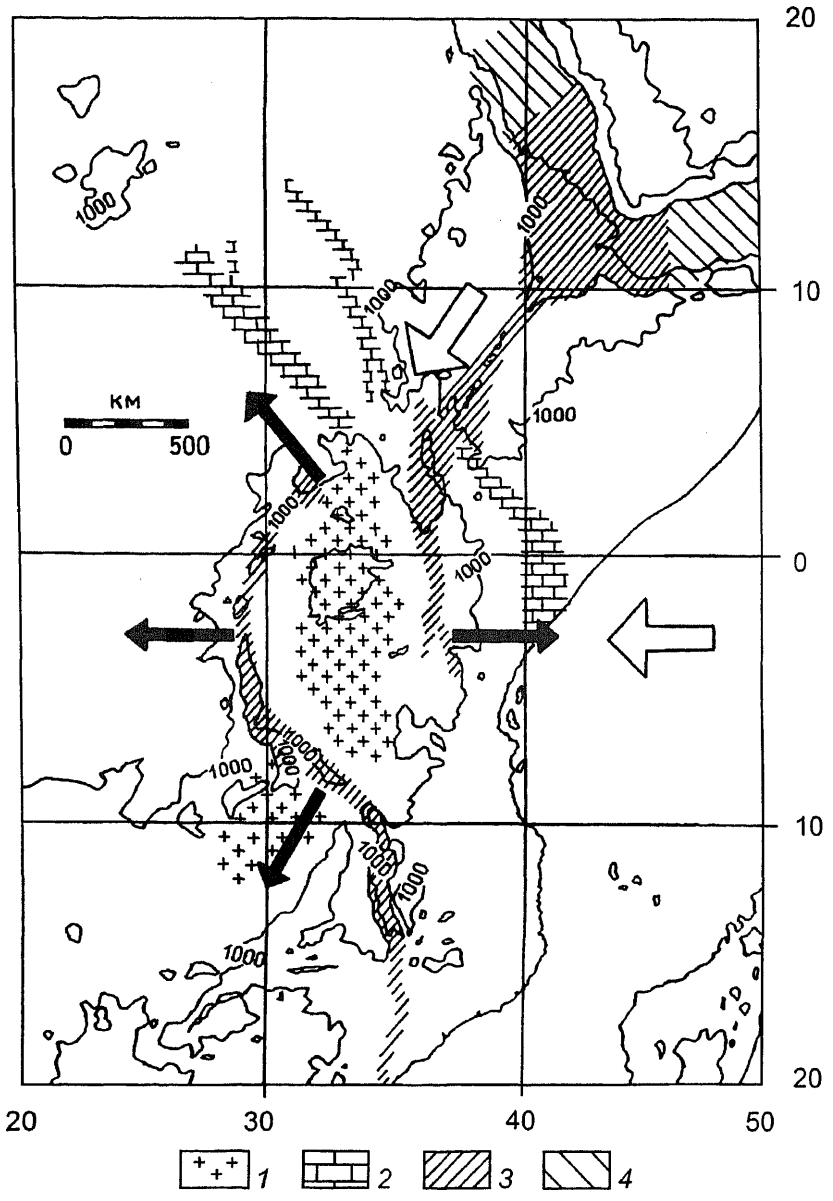


Рис. 7-14. Восточно-Африканская рифтовая система и силы, действующие во время ее зарождения (по В.Босворту)

1 – архейские кратоны; *2* – мел-палеогеновые карбонаты; *3* – континентальные рифты; *4* – бассейны с океанской корой. Белые стрелки – силы сжатия, обязанные топографическому поднятию Эфиопского плато над Африканским плюмом и действовавшие в юго-восточном направлении, а также обязанные напору со стороны срединного хребта Индийского океана; черные стрелки – силы растяжения, обязанные изгибу литосферы и топографическому подъему над плюмом. Жирная линия очерчивает площадь выше изогипсы 1000 м

Раннепротерозойское развитие завершилось на уровне 2,0–1,8 млрд лет новой эпохой кратонизации, получившей в Западной Африке название эбурнейской. На этот раз площади, испытавшие окончательную стабилизацию, оказались более обширными, включив не только эпиархейские кратоны, но и значительные участки раннепротерозойских подвижных поясов. Так образовались протоплатформы: Западно-Африканская, Конго, Калахари и расширившаяся Танзанийская. Эта кратонизация в ряде районов сопровождалась мощными наземными извержениями кислых лав и игнимбритов и становлением интрузий гранитов рапакиви (восток Регибатского массива, массив Бангвеулу).

Новая деструкция, наступившая в начале *среднего протерозоя*, затронула, соответственно, значительно меньшую площадь, чем раннепротерозойская. Наиболее интенсивно она проявилась в южном обрамлении протоплатформы Калахари, где возникла подвижная система Намаква-Наталь. Присутствие в ее восточном звене офиолитов свидетельствует об ее энсиматической природе. Две другие системы – Кибарская и Ирумиды, протянулись в северо-восточном направлении, разделяя протоплатформы Конго, Танзанийскую и Калахари и отделяясь друг от друга небольшим блоком Бангвеулу (Замбийский эократон). Эти системы носят явно энсиалический характер; их развитие закончилось довольно значительным гранитообразованием, но деформации и метаморфизм проявились в достаточно умеренной степени.

На всем остальном пространстве Африки и Аравии в среднем протерозое господствовал платформенный режим. Местами в условиях слабого погружения происходило накопление осадочного чехла, теперь уже практически неметаморфизованного. Чехол этот слагается на протоплатформе Калахари красноцветными обломочными толщами континентального происхождения.

После кибарского тектогенеза на рубеже среднего и *позднего протерозоя*, соответствующего планетарному гренвильскому, на какое-то время (200–100 млн лет) весь Африкано-Аравийский континент, вошедший в состав суперконтинента Родиния, находился в условиях спокойного тектонического режима. Однако вскоре, между 900 и 800 млн лет т.н., последовала интенсивная деструкция, значительно превзошедшая по своему масштабу имевшую место в начале среднего протерозоя.

В результате континент оказался расчлененным на несколько сохранивших устойчивость блоков – кратонов, между которыми возникли глубоководные в своей большей части линейные бассейны с корой океанского или субокеанского типа. Ширина этих бассейнов пока в точности не определена в связи с ограниченностью палеомагнитных данных. Она явно менялась по простиранию, сопровождаясь выклиниванием осевых зон с океанской корой. Это происходит в Северной Африке с тремя главными поясами, протянувшимися в субмеридиональном направлении: Мавританским, Транссахарским и Нубийско-Аравийским. Первые два разделялись Западно-Африканским кратоном, второй и третий – Восточно-Сахарским кратоном. На Западно-Африканском кратоне в конце среднего протерозоя заложилась крупнейшая синеклиза Таудени, в основании которой предполагается существование более раннего рифта, а в ее юго-восточный угол вклинивается авлакоген Гурма – ответвление Транссахарского подвижного пояса.

Экваториальную Африку в широтном направлении от северного Камеруна до южного Судана пересекает другой подвижный пояс – Центрально-Африканский, пока еще слабо изученный. В Южной Африке, в прибрежной Намибии находится тройное сочленение подвижных систем, из которых одна (Каокофельд–Западные Конголиды) простирается к северу вдоль атлантического побережья, с перерывами достигая Габона, другая также с перерывами и вдоль побережья, но к югу (система Гариеп), достигая Капской провинции ЮАР, где она поворачивает к востоку (система Малмсбери), а третья – Дамара – вклинивается в тело континента в северо-восточном направлении, здесь вырождаясь в энсиалическую – Катангиды, и слепо заканчиваясь Луфилийской дугой. Первая ветвь окаймляла с востока кратон Конго, третья – кратон Калахари, а вторая разделяла эти кратоны. Еще одна побочная широтная интракратонная ветвь Дамарид протянулась вдоль долины Замбези в северном обрамлении кратона Калахари (см. рис.7-10). Предполагается, что продолжением системы Дамара на Южно-Американском континенте служила система Рибейра в южной Бразилии, примыкавшая с востока к кратону Ла Плата. Обращает на себя внимание приуроченность всех этих подвижных систем к району, где в будущем раскрылась Южная Атлантика, а Мавританиды вряд ли случайно простираются вдоль побережья Центральной Атлантики; Транссахарский и Нубийско-Аравийский пояса, со своей стороны, на севере открывались в Прототетис – первую генерацию Средиземноморского подвижного пояса. Южным продолжением Нубийско-Аравийского пояса являлся Мозамбикский гранулит-гнейсовый пояс, несогласно наложенный своей внешней зоной на прилегающие более древние структуры вплоть до Ирумид, а на юго-востоке надвинутый на пояс Лурио.

Основные события, завершившие развитие всех этих позднепротерозойских подвижных систем – складчато-надвиговые деформации, доходившие до образования тектонических покровов, надвинутых на смежные кратоны, метаморфизм, местами достигший гранулитовой фации, широкое гранитообразование, проявились в *позднем венде*, но достаточно высокая тектоническая и особенно магматическая активность продолжились в *кембрии* и даже начале *ордовика*. Причем они сказались и за пределами самих подвижных систем, вызвав радиометрическое омоложение. В связи с последним, совокупность этих событий была выделена в свое время британским геологом У.Кеннеди под названием панафриканского орогенеза. Достаточно очевидно, что он соответствует байкальскому в России, кадомскому в Западной Европе, бразильскому в Южной Америке, а отдельные его фазы заслуживают специального наименования.

В итоге панафриканского тектогенеза, уже его главной, вендской эпохи, отдельные блоки раннедокембрийской коры, испытав коллизию, окончательно спаялись в одно целое, Африка с Южной Америкой образовали Западную Гондвану, которая после закрытия Мозамбикского океана соединялась с Восточной Гондваной, сформировав единый суперконтинент, просуществовавший до средней юры.

В истории Гондваны, как отмечалось выше, можно различить два этапа – раннегондванский, от *ордовика* до *среднего карбона*, и позднегондванский, от *позднего карбона* до *средней юры*. На раннегондванском этапе Экваториальная и Южная Африка испытывали слабое поднятие, за исключением южной оконечности континента – Капской провинции ЮАР, а Северная Африка (Сахарская плита) – умеренное погружение, более интенсивное в рифтовых прогибах Тиндуф и Саура-Угарта. В конце этого этапа под влиянием орогенеза в Атласской системе и Мавританидах окончательно оформилось расчленение Сахарской плиты на поднятия с выходом на поверхность докембрийского фундамента и на впадины-синеклизы, в которых сохранился осадочный чехол, а прогиб Саура-Угарта испытал инверсию. В раннем триасе испытал складчатость и поднятие и Капский прогиб на крайнем юге континента.

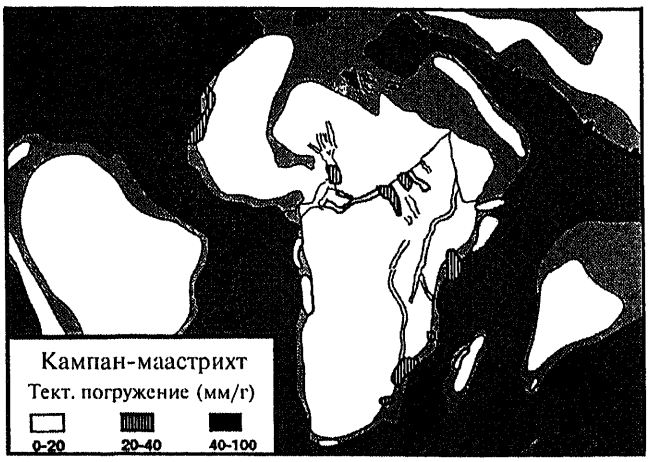
На позднегондванском этапе ситуация резко изменилась. В Северной Африке в остаточных впадинах шло слабое погружение с накоплением континентальных отложений. Экваториальная и Южная Африка сначала испытали поднятие, на фоне которого развилось покровное оледенение, а также рифтинг с образованием системы грабенов, заполнившихся комплексом Карру ледниковых (C_3), угленосных (P_1) и, наконец, красноцветных обломочных (P_2–T–J_{1-2}) отложений. Процессы рифтинга протекали наиболее энергично в конце карбона – ранней перми. Завершился здесь этот этап плато-базальтовым вулканизмом в Южной Аф-

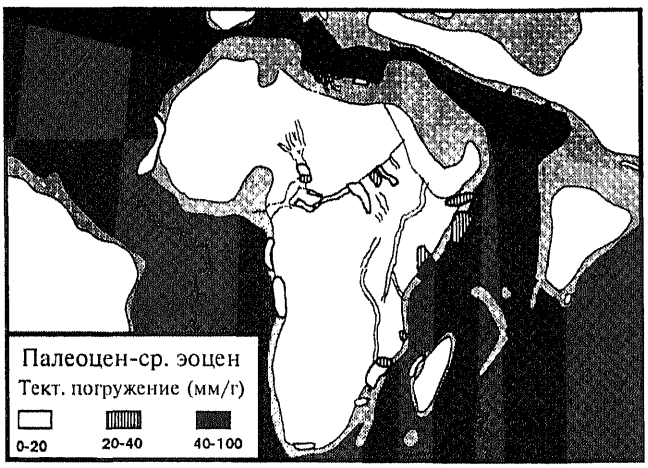
Рис. 7-15. Палеогеографические реконструкции южных континентов в течение поздней юры – миоцена (по М.Дженссену и др.)
Серым обозначены континентальные окраины, белым – континентальные глыбы.
На последнем рисунке – область Тетиса–Средиземноморья

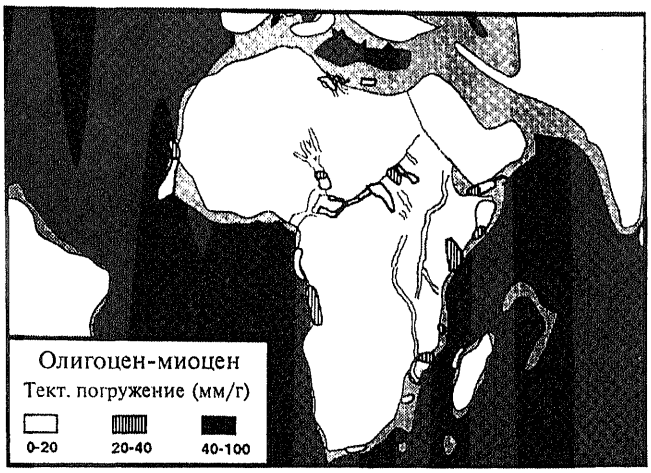
рике, непосредственно предшествовавшим началу распада Гондваны в конце средней юры.

В постгондванской истории Африки и Аравии также целесообразно различать два этапа. Первый из них охватывает период от поздней юры до эоцена включительно. В течение поздней юры – раннего *мела* последовательно оформились контуры Африкано-Аравийского континента в связи со спредингом в Атлантике, Неотетисе и Индийском океане (рис.7-15) и образовались обращенные к ним пассивные окраины. Мадагаскар и Сейшеллы отделились от Африки. Их развитие на данном этапе сопровождалось ступенчатым опусканием фундамента в сторону раскрывавшихся океанов. Одновременно развивалась Центрально-Африканская рифтовая система. В позднем мелу (см. рис.7-15) и раннем палеогене продолжалось погружение окраин континента и возник Транссахарский пролив, соединивший рифты Сирта (Ливия) и Бенуэ (Нигерия).

Уже начиная с *палеоцена-эоцена* (см. рис.7-15) начали нарастать поднятия внутренних районов континента и магматическая активность, преимущественно на востоке, с образованием серии кольцевых плутонов щелочно-ультрамафитовой магмы. А в *олигоцене* (см. рис.7-15) Африка и Аравия вступили в неотектонический этап своего развития. Вскоре начала формироваться гигантская Восточно-Африканская рифтовая система, а в позднем *миоцене* произошло раскрытие Аденского залива и Красного моря с одновременным спредингом в первом и плиоценовым – во втором. Мощный вулканизм на плечах рифтов сопровождал этот процесс. Вулканическая деятельность оживилась и в более западных районах Северной Африки – в Ливии, Ахаггаре, Анти-Атласе, Сенегале, а также вдоль линии Камеруна. Общее высокое стояние Африканского материка и широко проявленный кайнозойский магматизм дают основание предполагать существование под континентом мощного восходящего астеносферного потока, антиподального по отношению к аналогичному потоку в Тихом океане. Это предположение нашло подтверждение в данных сейсмической томографии.







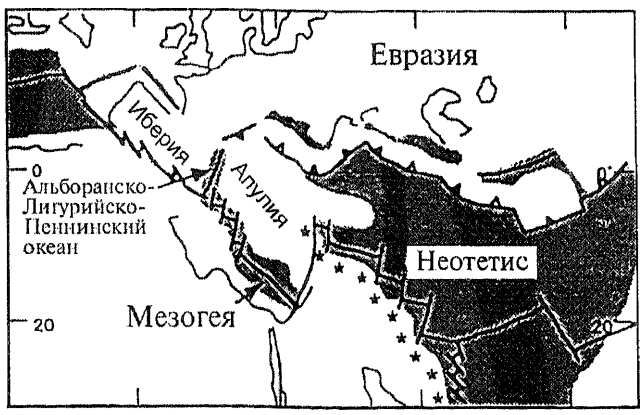


Рис. 7-15 (окончание)

Литература

Abdel-Rahman A.-F.M. Tectonic-magmatic stages of shield evolution: the Pan-African belt in northeastern Egypt // Tectonophys., 1995, v.242, p.223-240

Abdelsalam M., Stern R.J., Copeland P. et al. The Neoproterozoic Keraf suture in NE Sudan: sinistral transpression along the eastern margin of West Gondwana // J. Geol., 1998, v.106, p.133-147

Attoh K. High-pressure granulite facies metamorphism in the Pan-African Dahomeyide Orogen, West Africa // J. Geol., 1998, v.106, p.236-246

Boher M., Abouchami W., Michard A. et al. Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. // J. Geoph. Res., 1992, v.97, №B5, p.345-369

Bosworth W. A model for the three-dimensional evolution of continental rift basins, north-east Africa // Geol. Rundschau, 1994, Bd. 83, №4, p.671-688

Burollet P.F. Structures and tectonics of Tunisia // Tectonophys., 1991, v.195, p.359-369

Byerly G.R., Kröner A., Lowe D.R. et al. Prolonged magmatism and time constraints for sediment deposition in the early Archean Barberton greenstone belt: evidence from the Upper Onverwacht and Fig Tree groups // Precambr. Res., 1996, v.78, p.125-138

Chesney E.S. Sequence stratigraphy and plate tectonic significance of the Transvaal succession in southern Africa and its equivalent in Western Australia // Precambr. Res., 1996, v.79, p.1-24

Dada S.S. Crust forming ages and Proterozoic crustal evolution in Nigeria: a reappraisal of current interpretations // Precambr. Res., 1998, v.87, p.65-74

Davison I., Al-Kadasi M., Al-Khirba M. et al. Geological evolution of the southeastern Red Sea Rift margin, Republic of Yemen // GSA Bull., 1994, v.106, №11, p.1474-1493

Dwumbia S., Pouclet A., Kouamelan A. et al. Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Proterozoic) granitoids in central Cote d'ivoire, West Africa: geochemistry and geochronology // Precambr. Res., 1998, v.87, p.33-63

Feybesse J., Johan V., Triboulet C. et al. The West Central African belt: a model of 2.5–2.0 Ga accretion and two-phase orogenic evolution // Precambr. Res., 1998, v.87, p.161-216

Feybesse J.-L., Milisi J.-P. The Archaean/Proterozoic contact zone in West Africa: a mountain belt of decollement thrusting and folding on a continental margin related to 2.1 Ga convergence of Archaean cratons // Precambr. Res., 1994, v.69, p.199-227

Frimmel E.H., Frank W. Neoproterozoic tectonothermal evolution of the Gariep Belt and its basement, Namibia and South Africa // Precambr. Res., 1998, v.90, p.1-28

Garfunkel Z. Darfur-Levant array of volcanics – A 140 Ma-long record of a hot-spot beneath the African-Arabian continent and its bearing on Africa's absolute motion // Isr. J. Earth Sci., 1992, v.40, p.135-150

Guiraud R., Bosworth W. Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics // Tectonophys., 1997, v.282, p.39-82

Guiraud R., Bosworth W. Phanerozoic geodynamic evolution of Northeastern Africa and the northwestern Arabian platform // Tectonophys., 1999, v.315, p.73-108

Hankel O. Early Permian to Middle Jurassic rifting and sedimentation in East Africa and Madagascar // Geol. Rundschau, 1994, Bd. 83, № 4, p.703-710

Hirsch F. Apercu de l'histoire phanerozoique d'Israel // J. Afr. Earth Sci., 1990, v.11, №1/2, p.177-196

Holzer L., Frei R., Barton J.M. Jr., Kramers J.D. Unraveling the record of successive highgrade events in the Central Zone of the Limpopo belt using Pb single phase dating of metamorphic minerals // Precambr. Res., 1998, v.87, p.87-115

Jackel P., Kröner A., Kamo S.L. et al. Late Archean to early Proterozoic granitoid magmatism and highgrade metamorphism in the central Limpopo belt, South Africa // J. Geol. Soc. Lond., 1997, v.154, p.25-44

Jacobs J., Thomas R.J. Oblique collision at about 1.1 Ga along the southern margin of the Kaapvaal continent, south-east Africal // Geol. Rundschau, 1994, v.83, p.322-333

Janssen M.E., Stephenson R.C., Cloetingh S. Temporal and spatial correlation between changes in plate motions and the evolution of rifted basins in Africa // GSA Bull., 1995, v.107, №11, p.1317-1332

Kamber B.S., Alenvinsop T.G., Villa I.M., Dahl P.S. Proterozoic transpressive deformation in the Northern Marginal zone, Limpopo Belt, Zimbabwe // J. Geol., 1995, v.103, p.493-508

Kamo S.L., Davis D.W. Reassessement of Archean crustal development in the Barberton Mountain Land, South Africa, based on U-Pb dating // Tectonics, 1994, v.13, №1, p.167-192

Keeley M.L. Phanerozoic evolution of the basins of Northern Egypt and adjacent areas // Geol. Rundschau, 1994, Bd. 83, №4, p.728-742

Kröner A., Hegner E., Wendt J.I., Byerly G.R. The oldest part of the Barbertion granitoid-greenstone terrain, South Africa: evidence for crust formation between 3,5 and 3,7 Ga // Precambr. Res., 1996, v.78, p.105-124

Kröner A., Sacchi R., Jaeckel P., Costa M. Kibaran magmatism and Pan-African granulite metamorphism in northern Mozambique: single zircon ages and regional implications // J. Afr. Earth Sci., 1997, v.25, №3, p.467-484

Leblanc M., Moussine-Pouchkine A. Sedimentary and volcanic evolution of a Neoproterozoic continental margin (Bleida, Anti-Atlas, Morocco) // Precambr. Res., 1994, v.70, p.25-44

Luger P., Groschke M., Bussmann M. et al. Comparison of the Jurassic and Cretaceous sedimentary cycles of Somalia and Madagascar: implications for the Gondwana breakup // Geol. Rundschau, 1994, Bd. 83, №4, p.711-727

Makhous M., Galushkin Yu., Lopatin N. Burial history and kinetic modelling for hydrocarbon generation, Part II: Applying the CALO model to Saharan basins // AAPG Bull., 1997, v.81, №10, p.1679-1699

Martin D.McB., Clendenin C.W., Krapez B., Mc Naughton N.J. Tectonic and geochronological constraints on late Archaean and Paleoproterozoic stratigraphic correlation within and between the Kaapvaal and Pilbara cratons // J. Geol. Soc. Lond., 1998, v.155, p.311-322

Molter A., Appel P., Mezger K., Schenk V. Evidence for a 2 Ga subduction zone: Eclogites in the Usagaran belt of Tanzania// Geology, 1995, v.23, №12, p.1067-1070

Oberthur T., Velter U., Davis D.W., Amanor J.A. Age constraints on gold mineralisation and Paleoproterozoic crustal evolution in the Ashanti belt of southern Ghana // Precambr. Res., 1998, v.89, p.129-143

Potrel A., Peucat J.J., Fanning C.M. Archean evolution of the North African craton: example of the Amsaga area (Reibat rise). U-Pb and Sm-Nd evidence for crustal growth and recycling // Precambr. Res., 1998, v.90, p.107-117

Ring U., Kröner A., Tvulkeridis T. Palaeoproterozoic granulite-facies metamorphism and granitoid intrusions in the Ubendian-Usagaran Orogen of northern-east Central Africa // Precambr. Res., 1977, v.85, p.27-51

Salman G., Abdula J. Development of Mozambique and Ruvuma sedimentary basins, offshore Mozambique // Sed. Geol. , 1995, v.96, p.7-41

Shackleton R.M. Review of Late Proterozoic sutures, ophiolite melanges and tectonics of the eastern Egypt and north-east Sudan // Geol. Rundschau, 1994, v.83, p.537-546

Stern R.J., Abdelsalam M.G. Formation of juvenile continental crust in the Arabian-Nubian shield: evidence from granite rocks of the Nakasib suture, NE Sudan // Geol. Rundschau, 1998, v.87, p.150-160

Wopfner H. The Malagasy Rift, a chasm in the tethyan margin of Gondwana // J. Southeast Asian Earth Sci., 1994, v.9, №4, p.451-461

Глава 8

ИНДОСТАН

Субконтинент Индостан – единственный обломок Гондваны, оказавшийся при ее распаде целиком в Северном полушарии и примкнувший около 40 млн лет т.н. к новому суперконтиненту Евразии. Индостан выделился из состава Гондваны за 120 млн лет до этого, в конце средней – начале поздней юры, и за это время далеко продвинулся на север вплоть до столкновения с Евразией в эоцене.

В истории установления Гондваны Индостан сыграл особую роль. Само это название произведено от древнего княжества гондов в центре Индии, а характерный позднепалеозойский–раннемезозойский литолого-стратиграфический комплекс получил название гондванского от британских исследователей еще в середине XIX века.

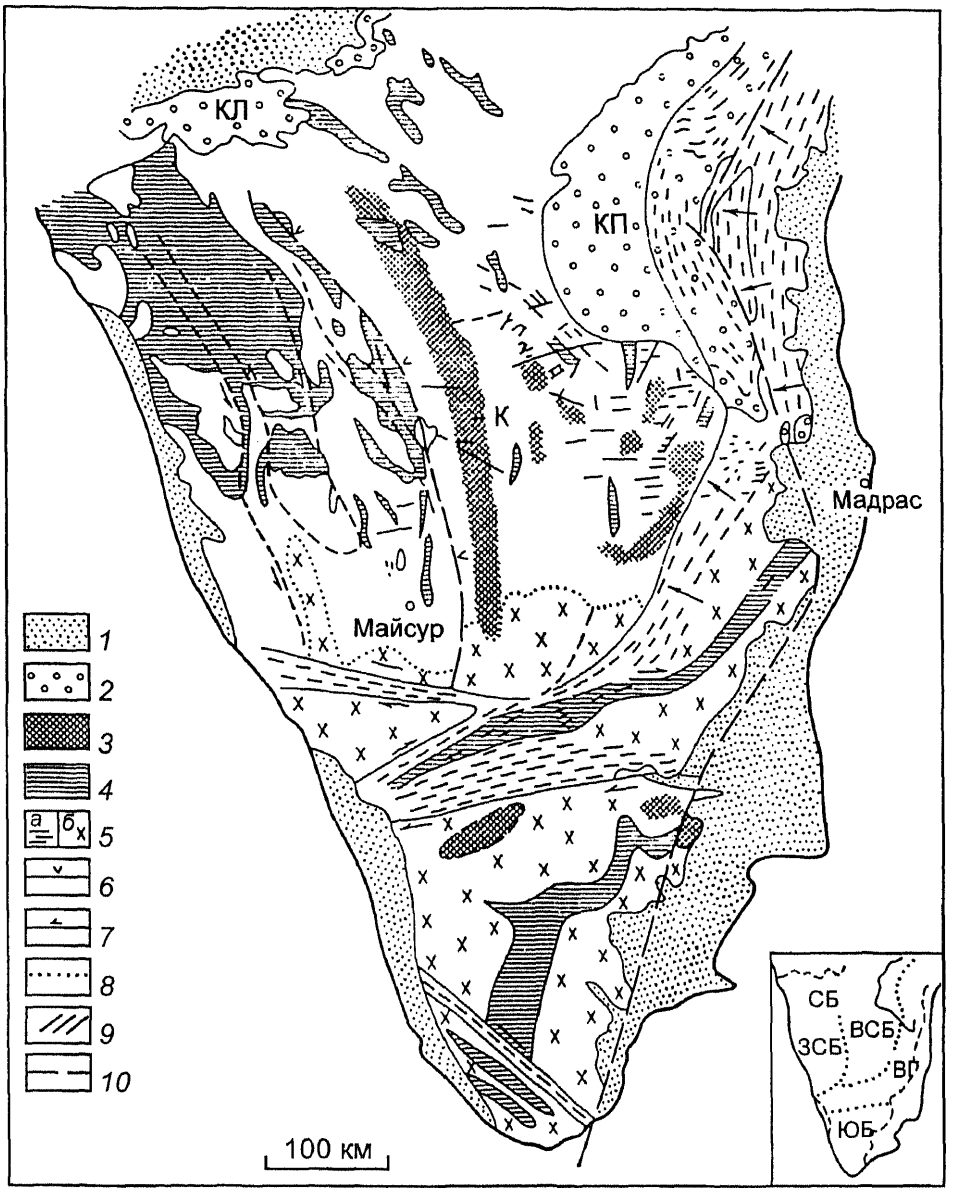
Субконтинент целиком представляет собой древнюю платформу-кратон с докембрийским, допозднепротерозойским фундаментом (рис.8-1). В последнем смысле он сходен с другими континентами Восточной Гондваны – Австралией и Антарктидой, и отличен от континентов Западной Гондваны, описанных выше – Южной Америки и Африки. Это естественно, так как объединение Восточной и Западной Гондваны произошло лишь в конце протерозоя, с закрытием ранее разделявшего их Мозамбикского океана.

8.1. Фундамент Индостанской платформы

Докембрийский фундамент платформы своей древнейшей частью наиболее широко обнажается в южной половине полуострова, особенно полно в штате Карнатака. Весь этот регион иногда выделяют под названием *Южно-Индийского щита* (рис.8-2). Основная площадь последнего представляет гранит-зеленокаменную область. Как обычно, преобладают в ее пределах выходы гранито-гнейсов, известных здесь как гнейсы полуострова (Peninsular gneisses). Понятие это, как везде, сборное и включает как породы, более древние, чем породы зеленокаменных поясов, с возрастом до 3,3 млрд лет, так и более молодые, чем первая из известных генерация ЗКП – среднеархейская саргурская; возраст этих гранито-гнейсов до 3,0 млрд лет. Следует сразу подчеркнуть, что обе генерации южноиндийских ЗКП – средне- и позднеархейская, отличаются от своих аналогов на всех других материках тем, что в их разрезах преобладают не вулканические, а осадочные породы, превращенные в сланцы. Вот почему индийские пояса традиционно именуются не зеленокаменными, а сланцевыми или реже – сланцево-зеленокаменными.

Образования саргурской группы не слагают протяженных поясов, а встречаются отдельными их фрагментами, включенными в «полуостровные» гнейсы. В составе этих фрагментов – кварциты, пелиты, карбонаты, толеитовые вулканиты и в подчиненном количестве железистые кварциты. Характерно присутствие зерен хромита и продуктов его разложения, силлов мафитов–ультрамафитов с линзами хромита. Развитие кварцитов указывает на начало накопления этих осадков на сиалическом основании; оно продолжалось в мелководно-морских условиях. Саргурские образования, выступая на юге области, метаморфизованы в гранулитовой фации. Они испытали две фазы метаморфизма – первую в конце среднего архея – 3,0 млрд лет т.н. и вторую, вместе с более молодыми ЗКП, в конце позднего архея – 2,6 млрд лет т.н.

Вторая генерация южно-индийских ЗКП – позднеархейская дарварская, распространена значительно шире саргурской и испытала гораздо более слабый метаморфизм, не превосходящий зеленосланцевой фации. Дарварские пояса простираются субпараллельно в общем северо-северо-западном направлении. С востока и севера они обычно ограничены разрывами, а на западе их отложения налегают с нормальным несогласным контактом на полуостровные гнейсы с возрастом в 3,0 и более миллиардов лет. Дарварская супер-



Ри. 8-2. Тектоническая карта Южной Индии (по С.А.Дрюри и др.)

1 – фанерозойский чехол; *2* – протерозойские супракрустальные формации; *3* – мигматиты и гранитоидные плутоны; *4* – архейские супракрустальные формации; *5* – архейские породы: *а* – гнейсы, *б* – гранулиты; *6* – архейские надвиги; *7* – границы высокого архейского стресса в западной Карнатаке; *8* – северная граница гранулитов; *9* – крупные протерозойские дайки; *10* – граница позднепротерозойской (?) линейности. Жирный пунктир – западная граница положительной аномалии Буге. К – батолит Клосепет; КП и КЛ – среднепротерозойские впадины Куддапах и Каладги. На врезке – главные архейские блоки Индии: ВГ – Восточные Гаты; ВСБ – Восточный субблок; СБ – Северный блок; ЮБ – Южный блок; ЗСБ – Западный субблок. Стрелки – направление вергентности, точечный пунктир – складчатые зоны

группа мощностью до 8 км подразделяется на две группы – Бабабудан и Читрадурга. Первая группа начинается в основании конгломератами и урановосными кварцитами, но состоит перимущественно из вулканитов основного, отчасти ультраосновного, а в верхах кислого состава, а также железистых кварцитов промышленного значения и, подчиненно, кварцитов и филлитов. Вторая группа залегает несогласно на первой, местами с конгломератами в основании, и слагается на 80% осадочными породами, в низах кварцитами, в том числе железистыми, карбонатами, а в основной части мощными граувакками, а также аргиллитами

и железистыми кварцитами. В некоторых поясах группа Читрадурга залегает непосредственно на додарварских образованиях и является существенно вулканогенной, с основными вулканитами в нижней части и кислыми в верхней. Накопление дарварских образований протекало в мелководно-морских, частично аллювиальных условиях с некоторым углублением бассейнов и увеличением контрастности рельефа промежуточных поднятий в период отложения граувакк. Предполагается энсиалическое заложение и рифтогенное происхождение дарварских ЗКП, первоначально представлявших полуграбены, которые затем испытали достаточно интенсивное сжатие, были осложнены складчатостью и крутыми надвигами.

Нижний предел возраста дарварского комплекса определяется его налеганием на полуостровные гнейсы с возрастом 3,0 и более миллиардов лет, верхний предел – интрузией линейного гранитного батолита Клосепет, протягивающегося на 500 км в меридиональном направлении при ширине 10–50 км с возрастом 2,6–2,5 млрд лет. Образование батолита связывается с анатексисом «полуостровных» гнейсов.

В южном направлении Дарварская гранит-зеленокаменная область переходит в область преобладания гранулитов, занимающую всю южную оконечность полуострова. Переход происходит в полосе шириной 30–60 км восточно-северо-восточного простирания, от пород, образовавшихся на глубине порядка 5 км, к породам, испытавшим метаморфизм на глубине до 35 км. Гранулитовым метаморфизмом охвачены породы как магматического – тоналиты и трондьемиты, так и осадочного (пелиты, кварциты, мраморы) происхождения. Особенно характерны чарнокиты, которые здесь и были впервые выделены. Возраст гранулитового метаморфизма в данной области определен в 2,3 млрд лет, т.е. он был примерно одновременным внедрению севернее гранитов Клосепет, которые, впрочем, на южном окончании батолита, в переходной полосе, уже обнаруживают признаки существенных метаморфических изменений.

В восточной части Дарварской гранит-зеленокаменной области, в районе Майсора, развиты узкие и короткие ЗКП, отличающиеся богатой золотоносностью. Здесь расположена одна из наиболее глубоких золотодобывающих шахт в мире, Коларская. В выполнении этой Восточно-Дарварской группы ЗКП основную роль играют мощные мафит-ультрамафитовые интрузивные тела, перекрываемые тонкими кварцитами и пелитами.

Вторым районом распространения архейских образований в Индии является *Сингбумский мегакупол* в северо-восточной части полуострова. Эти образования относятся к среднему архею. Наиболее древними из них являются породы «Древней метаморфической группы», датируемые в 3,5–3,3 млрд лет и состоящие из метаморфизованных в амфиболитовой фации терригенных и карбонатных пород и основных лав, а также тоналит-гранодиоритовых интрузивов, превращенных в гнейсы. Более молодой возраст имеет слабее метаморфизованная «Железорудная группа», в составе которой большую роль играют железные и марганцевые руды наряду с филлитами, глинистыми сланцами, основными и кислыми вулканитами и основными интрузивами. Эта серия испытала складчатость, зеленосланцевый метаморфизм и была прорвана поздней фазой сингбумских гранитов с возрастом 3,0–2,9 млрд лет.

Третий район развития архея находится в штате Раджастан. Здесь выделены два комплекса – на западе, на восточном склоне хр.Аравалли это комплекс «Полосчатых гнейсов», а на востоке – Банделькандский изверженный (в основном гранитный) комплекс. Первый имеет среднеархейский (3,5–3,0 млрд лет) возраст и сложен гранито-гнейсами, чарнокитами, мигматитами, пегматитами, аплитами, а также метатерригенными и карбонатными осадочными породами, интенсивно смятыми в складки северо-восточного – северо-северо-восточного простирания. Второй, Банделькандский комплекс принадлежит скорее верхнему архею и представлен преимущественно гранитами с включениями реликтов разнообразных метаосадочных и метавулканических (основного состава) пород. Rb-Sr возраст гранитов 2,55 млрд лет.

Факт развития архейских пород как на крайнем севере и северо-востоке, так и на крайнем юге Индостанского кратона, делает вероятным их первичное присутствие на всей площади последнего. Общими являются и время начала становления континентальной коры – 3,5–3,0 млрд лет, и эпиархейской кратонизации на уровне 2,6–2,5 млрд лет. Но как и на других континентах, в начале *раннего протерозоя* новообразованная континентальная кора подверглась частичной деструкции и возник новый структурный план. Он характеризовался образованием подвижного пояса, разделившего будущий кратон на меньшую северную часть, архейский фундамент которой выступает в Бандельканде, и большую южную, включающую Сингбум, и Дарвар (рис.8-3).

Раннепротерозойский подвижный пояс представлен на северо-западе *Аравалийской системой* северо-северо-восточного простирания, совпадающей с одноименным хребтом, начинающимся на юге в Гуджарате и затухающим на севере в районе индийской столицы Дели. Наряду с нижнепротерозойской супергруппой Аравалли в строении пояса здесь участвует и среднепротерозойская супергруппа Дели, несогласно наложенная на первую. С востока пояс ограничивает крупный разлом, по которому нижнепротерозойские отложения араваллийской и среднепротерозойской

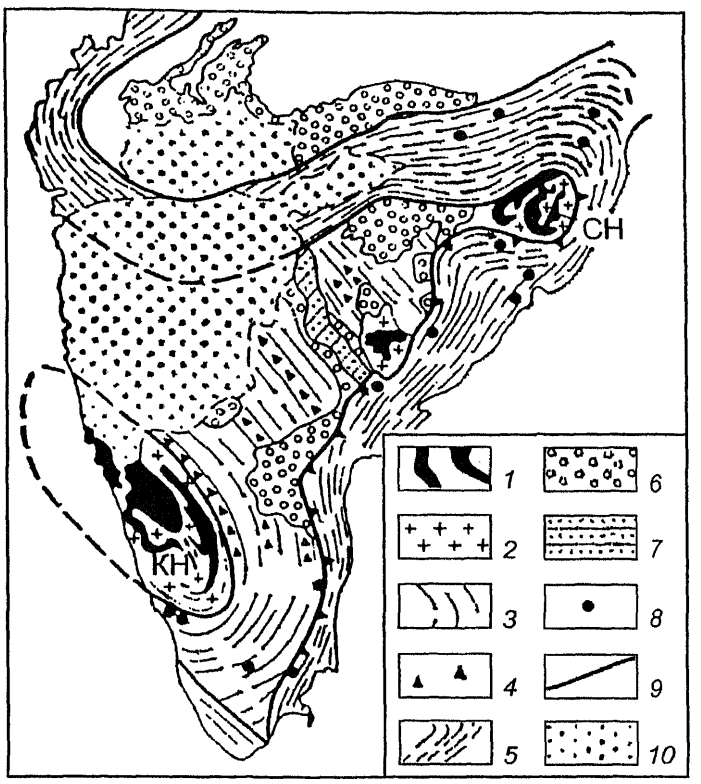


Рис. 8-3. Обобщенная геологическая карта полуострова Индостан (по Б.П.Радхакришна и С.М.Накви)

1–4 – архей: *1* – сланцевые пояса в пределах ядер, *2* – тоналитовые гнейсы, *3* – гранодиориты–гранулиты, *4* – калиевые граниты; *5* – раннепротерозойские гранулиты и гнейсы; *6* – среднепротерозойские осадочные бассейны; *7* – гондванские отложения рифта Годавари; *8* – анортозиты вдоль контакта архей–протерозой; *9* – надвиги Восточных Гат и Сукинда-Сингбума; *10* – траппы Декана. КН – ядро Карнатака; СН – ядро Сингбум

делийской супергрупп контактируют на юге с комплексом «Полосчатых гнейсов» архея, прорванным гранитом Берач с возрастом 2,6 млрд лет, а на севере – с верхнепротерозойскими отложениями виндийской супергруппы (см. ниже). Другой разлом простирается вдоль северо-западной границы пояса, но он его отделяет от более молодых образований.

Архейский комплекс «Полосчатых гнейсов» выступает и в пределах Араваллийского пояса, свидетельствуя о его заложении на сиалическом основании и рифтогенном происхождении (рис.8-4). Последнее подтверждается и проявлением основного вулканизма континентально-толеитового состава, но с некоторым участием интрузий мафитов и ультрамафитов в начале накопления араваллийской супергруппы. Следует еще упомянуть о развитии меланжа с участием мафитов и ультрамафитов вдоль восточного пограничного разлома. Вместе с тем остаются спорными масштабы рифтинга и степень деструкции континентальной коры. Большинство исследователей считает, однако, что рифтинг не привел к новообразованию океанской коры и, следовательно, был чисто континентальным и, вероятно, пассивным (П.Верма, Р.Грейлинг).

В состав араваллийской супергруппы входят конгломераты (в ее основании и в основании верхней группы), аркозы, кварциты, доломиты, характерные строматолитовые фосфориты, а в центральной зоне и в верхней части разреза преобладают филлиты и граувакки, указывая на более глубоководные условия седиментации. Закончилось накопление всей толщи на уровне 2,0–1,9 млрд лет складчатыми деформациями, ремобилизацией фундамента в центральной и западной зонах и образованием гранитных плутонов, имеющих, впрочем, ограниченное распространение. Рифтинг возобновился где-то после 1,9 млрд лет т.н., в конце раннего протерозоя, причем в более интенсивной форме, приведя к накоплению еще более мощной делийской супергруппы, образование которой относится в основном уже к среднему протерозою.

Следующее звено раннепротерозойского подвижного пояса находится к югу и юго-востоку от Аравалийского, отделено от него горизонтальным покровом

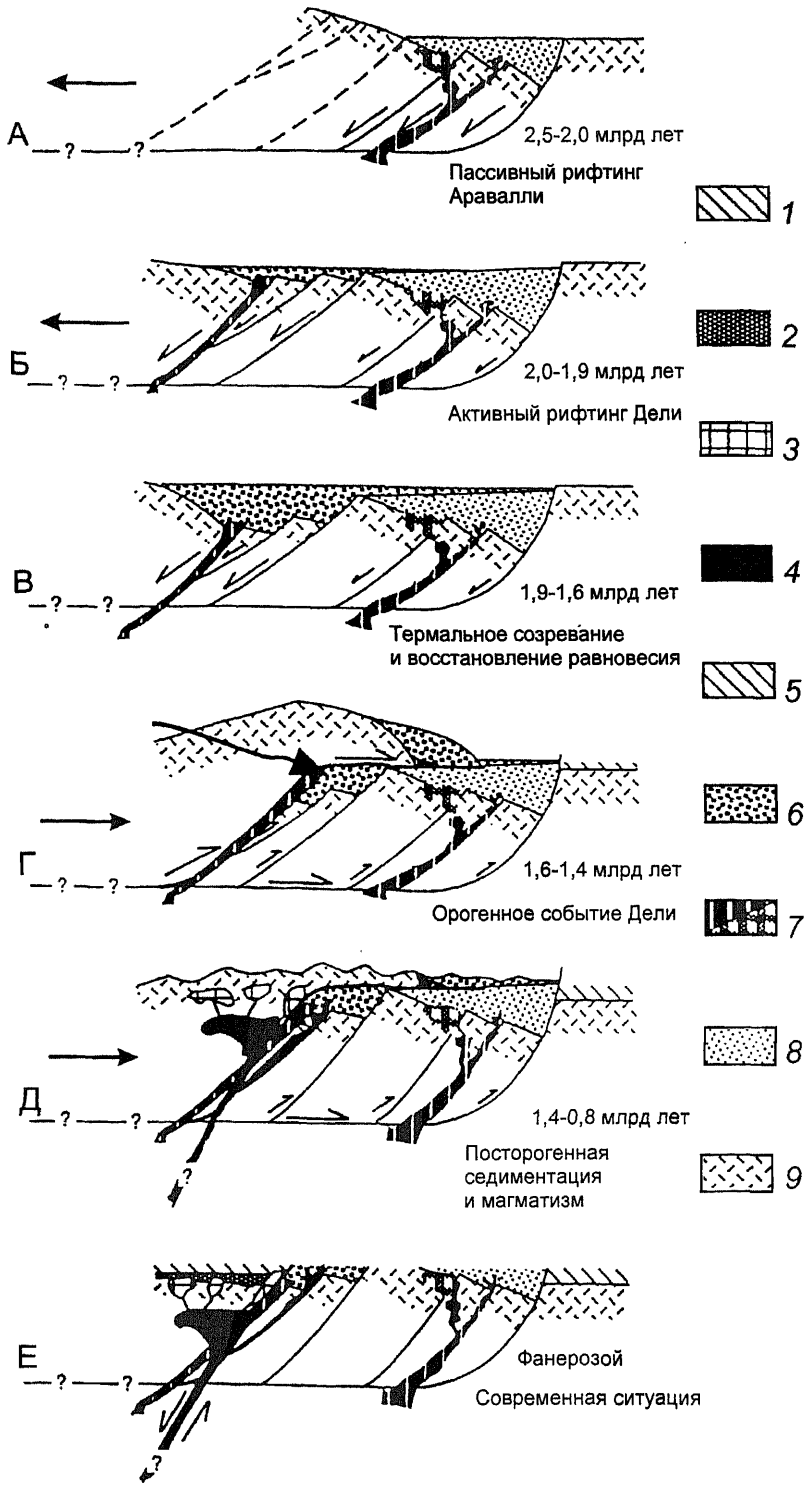


Рис. 8-4. Схема (не в масштабе), иллюстрирующая направленность эволюции орогена Аравалли (по П.К.Верма и Р.О.Грейлингу)

А – рифтинг и отложение супергруппы Аравалли, внедрение мафитов-ультрамафитов и гранитов; будущие разломы показаны штрих-пунктиром; Б – дальнейший рифтинг, бимодальный вулканизм и отложение супергруппы Дели; В – термальное созревание и восстановление равновесия; осадконакопление (Дели) продолжается; Г – инверсия и утолщение коры, деформации, метаморфизм; Д – дальнейшее сжатие и магматизм; Е – современная ситуация. *1* – виндийская супергруппа (к западу от хр. Аравалли); *2* – риолиты Малани; *3* – граниты Эринпура; *4* – поднимающаяся магма и ультрамафиты; *5* – виндийская супергруппа (к востоку от хр. Аравалли); *6* – супергруппа Дели; *7* – мафит–ультрамафиты и граниты; *8* – супергруппа Аравалли; *9* – раннедокембрийский фундамент

виндийских (PR_3) осадков и деканских траппов (см. ниже) и частично приурочено к субширотному хребту Сатпура. Оно образует так называемый кратон Бандара и состоит их трех отдельных элементов – групп Саколи, Донгаргар и Саусар, также разделенных выходами более молодых отложений и плохо коррелируемых между собой. Породы всех трех составных элементов чрезвычайно интенсивно дислоцированы вплоть до образования изоклинальных, опрокинутых складок и даже тектонических покровов, метаморфизованы в зеленосланцевой и амфиболитовой, локально даже гранулитовой фации. В составе всех трех групп участвуют как терригенные, так отчасти карбонатные породы, включая богатые железные (Саколи) и марганцевые (Саусар) руды, а также основные и бимодальные вулканиты. Группа Донгаргар испытала три фазы деформаций и гранитизации на рубеже 2,3–2,2 млрд лет т.н., заключительные события, отраженные в группе Саусар, приходятся уже на 1000–850 млн лет т.н., т.е. гренвильскую эпоху.

Наиболее восточное звено раннепротерозойского пояса, находящееся на восточном продолжении хр. Сатпура, простирается севернее Сингбумского архейского мегакупола и надвинуто на него по зоне надвигов Медного пояса. Северным ограничением этой Северо-Сингбумской складчатой системы служит Читрадургский массив гнейсов и гранитов так же, вероятно, архейского возраста. Этот массив, скорее всего, принадлежит той же Северо-Индийской протоплатформе, что и «Полосчатые гнейсы» Раджастана и граниты Бандельканда. К северу от надвигов Медного пояса развита очень мощная (до 11,6 км) толща метаморфизованного в зеленосланцевой или амфиболитовой фациях терригенного флиша, состоящего из филлитов и слюдистых сланцев с прослоями кварцитов. Возраст – 2,4–1,7 млрд лет. Примерно посредине этой флишевой зоны вдоль надвигов выступают метабазальты, петрохимически близкие к океанским толеитам, с тектоническими включениями полнокристаллических мафитов и ультрамафитов, а также кремней и филлитов. Этот комплекс пород рассматривается А.Саркаром как офиолиты Далма. На них налегают конгломераты, а выше во флише встречаются олистолиты этих офиолитов.

Южнее полосы надвигов Медного пояса флиш сменяется осадками протоплатформенного чехла – аргиллитами и железисто-кремнистыми породами с подчиненными песчаниками и конгломератами. Флиш и офиолиты между 1,7–1,55 млрд лет т.н., претерпев ранее несколько фаз деформаций и внедрение гранитного батолита на уровне 2,1 млрд лет т.н., были надвинуты на этот чехол.

В этот же период времени, т.е. уже в раннем рифее в северо-западном обрамлении Сингбумского свода накапливались молассы и происходили излияния континентальных базальтов.

Особое место в структуре и истории Индостанского кратона принадлежит *Восточно-Гатскому гранулито-гнейсовому поясу*, совпадающему с одноименным хребтом и простирающимся вдоль восточного побережья полуострова от южного края Сингбумского свода и вплоть до южной оконечности полуострова, на расстояние около 1200 км. Предполагается, что пояс находит свое дальнейшее продолжение в центральной части о-ва Шри-Ланка, в выступающей здесь «серии высоких нагорий» (Highland Series).

Восточно-Гатский пояс, подобно другим поясам этого типа, представляет полифазное, полиметаморфическое образование. Возможное участие в его строении принимают архейские породы, могущие протягиваться сюда со стороны «кратонов» Дарвар и Бандара, но судя по шриланкийскому аналогу, для которого ныне имеются более достоверные датировки, основная масса пород пояса принадлежит нижнему протерозою. Это, с одной стороны, метаморфизованные в гранулитовой и амфиболитовой фациях терригенно-карбонатные породы, первоначально, возможно, представлявшие платформенный чехол. Среди этих пород особенно характерны гранат-силлиманитовые метапелитовые парагнейсы, известные под местным названием хондалитов. С другой стороны, в строении пояса участвуют ортогнейсы и чарнокиты, ассоциация которых с хондалитами весьма типична. Упомянем еще марганцовистые метаосадки – гондиты, и продукты их метасоматизма – кодуриты. Распространены, как и в других поясах этого рода, плутоны анортозитов и щелочных гранитоидов; они имеют наиболее молодой возраст (см.ниже), в отличие от гранито-гнейсов, датированных на Шри-Ланке в 1,9–1,8 млрд лет. Время же окончания седиментации супракрустульных пород здесь определено в 2,0–1,9 млрд лет т.н. Там же установлено, что комплекс пережил четыре фазы деформаций. В Индии Восточно-Гатский пояс ограничен с запада надвигом – аналогом Гренвильского или Мозамбикского фронтов, по которому он надвинут, в частности, на Куддапахскую раннерифейскую синеклизу, закончившую свое развитие 1,4 млрд лет т.н. На Шри-Ланке «серия высоких нагорий» надвинута к востоку на более молодой, гренвильский комплекс Виджаян и к западу на комплекс Ванни (рис.8-5). Первый из этих комплексов сложен гранито-гнейсами, мигматитами, очковыми гнейсами с подчиненными амфиболитами, кварцитами, кальксиликатными породами, метаморфизованными в амфиболитовой фации. Возраст интрузивных гранитоидов 1030–1020 млн лет. Второй комплекс – Ванни, ранее не отделявшийся от Виджаянского, имеет весьма сходный состав, но обнаруживает более высокую степень метаморфизма – от высшей сту-

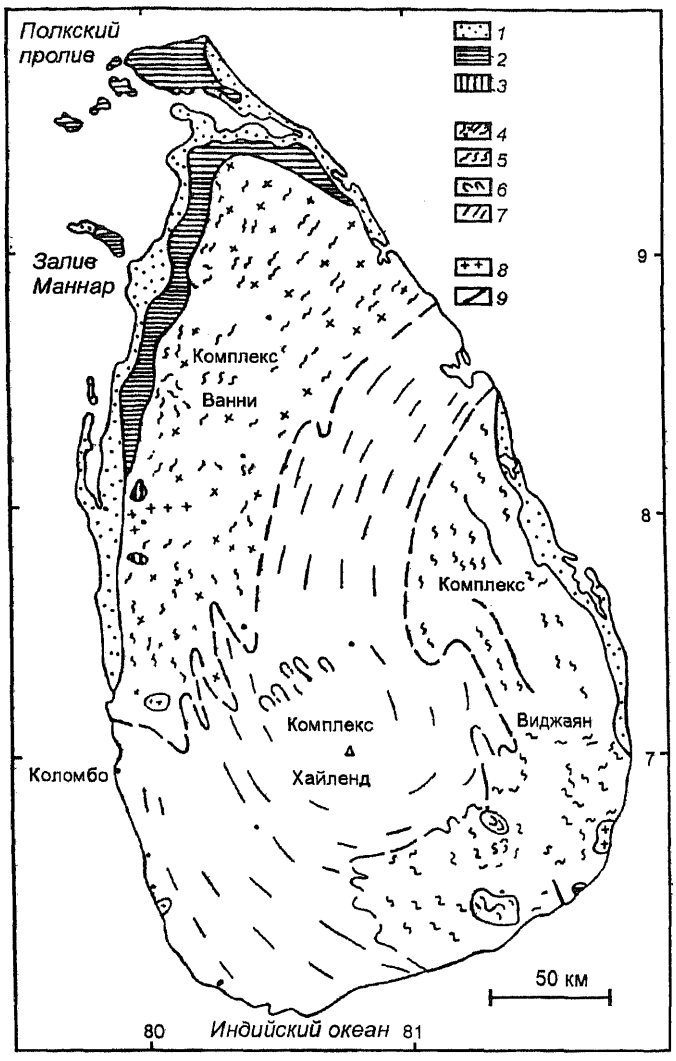


Рис. 8–5. Упрощенная геологическая карта Шри Ланки (по П.Курей)

Карта показывает главные литотектонические единицы и линии направления линейности. *1* – квартер; *2* – миоцен; *3* – юра; *4–7* – докембрий: *4* – комплекс Ванни, *5* – комплекс Виджаян, *6* – комплекс Каддуганава, *7* – комплекс Хайленд; *8–9* – интрузивы: *8* – граниты, *9* – долериты

пени амфиболитовой до гранулитовой фации. Возраст интрузивных гранитоидов – 1100–700 млн лет. Очевидно, что тектонический контакт между нижнепротерозойской «серией высоких нагорий» и комплексом Ванни может рассматриваться как продолжение Восточно-Гатского фронта. Его еще рассматривают как панафриканскую сутуру (см. ниже).

Наряду с Восточно-Гатским поясом наиболее молодым, среднепротерозойским, образованием фундамента Индостанской платформы является делийская супергруппа, надстраивающая в Араваллийском подвижном поясе и хребте с запада и севера нижнепротерозойскую араваллийскую супергруппу. Как уже отмечалось, начало образования делийской супергруппы знаменовалось возобновлением рифтинга (см. рис. 8-4), причем на сей раз дело могло дойти до спрединга, хотя, вероятно, и ограниченных размеров. Об этом свидетельствует более мощное, чем в раннем протерозое, проявление вулканизма и родство части базальтов со срединноокеанскими, хотя основная масса вулканитов носит бимодальный континентальный характер. Сам рифтинг был диффузным и привел к разделению коры на горсты и полуграбены (очевидно по типу «бассейнов и хребтов» запада США). Мощность делийских отложений весьма велика; их накопление началось в речных и продолжалось сначала в мелководно-морских, а затем и более глубоководных условиях. Литологически они включают как обломочные, так и глинистые и карбонатные породы, испытавшие в общем лишь слабый метаморфизм. Впрочем, здесь установлено и присутствие метамофитов высокого давления, не очень понятное в такой интраконтинентальной системе. Основной метаморфизм, как и основные деформации, приведшие к инверсии бассейна и образованию горного рельефа, датируются в 1,6–1,4 млрд лет, т.е. относятся к раннему рифею. На флангах возникшего орогена в среднем рифее стали накапливаться продукты его размыва – молассы, вошедшие уже в состав виндийской супергруппы чехла платформы. Впрочем, на ряде других ее участков накопление чехла началось уже в раннем рифее, если не раньше.

8.2. Чехол платформы

Рифейский чехол пользуется широким распространением в северной и центральной части платформы, где он выполняет несколько плоских синеклиз, которые, судя по сходству их размеров, первоначально могли образовывать сплошной осадочный покров (М.Е.Раабен). Разрез сложен преимущественно красноцветными кварцитами, аргиллитами (глинистыми сланцами), известняками, среди которых залегают силлы и лавы основных магматитов, особенно обильные в Куддапахской впадине на юго-востоке. Здесь мощность рифейских отложений достигает 6 км. На востоке они дислоцированы близ надвига Восточно-Гатского пояса. В Куддапахской и более северной Виндийской синеклизе представлены все три подразделения рифея, разделенные перерывами и несогласиями и построенные циклически, начинаясь конгломератами и песчаниками и заканчиваясь (не всегда) строматолитовыми карбонатами. Особенно значительное несогласие наблюдается в подошве верхнего рифея. В грабен-рифте Годавари присутствуют лишь нижний и средний рифей, достигающие семикилометровой мощности. Рифейские терригенно-карбонатные образования мелководно-

морского происхождения и значительной мощности распространены и в Низких Гималаях, где участвуют в их покровно-надвиговой тектонике, а первоначально принадлежали, очевидно, пассивной окраине Восточной Гондваны. В отличие от Низких Гималаев, рифейские отложения Виндийской синеклизы имеют в основном континентальное и прибрежно-морское происхождение.

Северное обрамление Сингбумского свода в среднем и позднем протерозое продолжало обнаруживать повышенную подвижность. Здесь накапливались, частично в рифтогенных условиях, терригенные, а затем карбонатно-терригенные отложения, которые на гренвильском рубеже (1100–900 млн лет т.н.) испытали складчатость и внедрение гранитного батолита.

Своеобразным было в позднем протерозое и развитие самой северо-западной части платформы. Здесь, в обрамлении возникшего на рубеже раннего и среднего рифея Араваллийско-Делийского орогена образовались впадины, заполнявшиеся аналогами виндийской супергруппы одноименного бассейна. В середине позднего рифея (0,8 млрд лет т.н.) здесь произошло внедрение гранитов Эринпура, а затем излияние риолитов Малани и новая интрузия гранитов (745–735 млн лет т.н.).

В венде накопления осадков на большей части платформы уже не происходило; исключение составляла Виндийская синеклиза и Синд-Пенджабская и Гималайская зоны перикратонных опусканий, где осадки венда несут следы отложения в условиях повышенной солености. На крайнем севере, в области Соляного кряжа в венде накопилась эвапоритовая формация до 2 км мощности. Переход к кембрию здесь и в Низких Гималаях произошел постепенно, а вся остальная часть платформы надолго превратилась в сушу.

На границе кембрия и ордовика на гималайской окраине проявилась фаза диастрофизма, геодинамическая природа которой пока не получила удовлетворительного объяснения. Она могла быть отголоском заключительной фазы панафриканского орогенеза, в течение которого произошла коллизия Западной и Восточной Гондваны. С этого времени начался гондванский этап геологической истории Индостана.

В первой половине этого этапа, в ордовике–карбоне, почти вся платформа, за исключением гималайской окраины, испытывала слабое поднятие и оставалась сушей, подобно смежной территории Экваториальной и Южной Африки и Восточной Антарктиды (см. гл. 10). На гималайско-тибетской окраине в условиях мелкого моря шло накопление карбонатно-терригенных отложений умеренной мощности (сотни метров на отдел).

В конце карбона это спокойное развитие было прервано, раннегондванский подэтап сменился позднегондванским. Платформа стала испытывать более энергичное поднятие, оказалась охваченной, подобно другим гондванским материкам, покровным оледенением, а на этом фоне началось опускание впадин, позднее превратившихся в рифтовые грабены. Главным из них был широтный *рифт Нармада-Сон*, пересекший весь субконтинент с запада на восток. От него к юго-востоку отходили три ветви – *Годавари, Маханади и Дамодар*; со всеми совпадают современные речные долины, впадина Нармада-Сон наследует раннепротерозойскую подвижную систему и рифейскую впадину, рифт Годавари – рифейский рифт того же простирания. В позднем карбоне впадины заполнялись ледниковыми и флювиогляциальными отложениями, которые отлагались и на гималайской окраине платформы. В ранней перми на западе последней произошла вспышка толеит-базальтового вулканизма (траппы хр. Пир-Панджал), которая предвещала раскол этой окраины и заложение Неотетиса, последовавшее уже в триасе. Одновременно проявилась морская трансгрессия, которая охватила и Синд-Пенджабскую окраину; морские воды проникли и в западную часть рифта Нармада-Сон. В целом же на площади рифтовых впадин началось угленакопление и усилилось их погружение, особенно в поздней перми, когда мощность осадков местами достигла 1,8 км.

Обратная тенденция проявилась в начале триаса, когда погружения сохранились лишь на отдельных участках рифтовой системы. Здесь в триасе и ранней–средней юре накапливались аллювиально-озерные осадки сравнительно небольшой мощности, в юре угленосные.

Северная, гималайская окраина платформы продолжала испытывать устойчивое, все усиливавшееся в связи с началом раскрытия Неотетиса прогибание. Карбонатные отложения платформ или песчано-глинистые шельфа замещаются к северу более глубоководными темными глинистыми с прослоями нодулярных известняков («сланцы Спити»).

В позднем триасе на западе платформы закладывается *рифт Кач*, а в ранней юре начинается морская трансгрессия, воды которой в средней юре проникают в этот рифт. В поздней юре море покрывает уже большую часть северо-западного склона платформы. Здесь накапливаются мелководные песчано-глинистые осадки и известняки. В неокоме вследствие регрессии они замещаются континентальными осадками, но в апте начинается новая трансгрессия; мощность мелководных песчаников местами превышает 1 км.

В поздней юре начинается формирование и восточной окраины субконтинента – на юге образуется *рифт Керала*, а в раннем мелу севернее – Бенгальский бассейн, опусканию которого сопутствует излияние плато-базальтов в холмах Раджмахал к западу от Каль-

кутты. Мощность морских отложений во впадине Керала достигает 2,6 км. В «гондванских» рифтовых грабенах центральной Индии еще продолжается накопление континентальных песчаных осадков «верхней гондваны».

В позднем мелу зоны морского осадконакопления на окраинах платформы расширились, а мощность отлагавшихся терригенно-карбонатных, отчасти континентальных осадков возросла. Возникли новые рифтовые прогибы – *Камбейский* к северу от устья Нармады на западе, *Кавери*, *Полкский* и *Манарский* на юго-восточном побережье полуострова.

Эти события были напрямую связаны с расширением Индийского океана. В раннем мелу (готерив) спрединг распространился на Бенгальский залив, а во второй половине позднего мела произошло отделение Индостана и Шри-Ланки от Мадагаскара и Сейшелл и образовалось Аравийское море. Таким образом субконтинент Индостан оказался полностью обособленным от других элементов бывшей Гондваны.

Крупным событием на рубеже мела и палеогена явилось излияние плато-базальтов – *траппов Декана*, покрывших площадь в 700 тыс. км^2 и достигающих мощности в 2 км (с прослаивающими осадками).

В палеоцене и эоцене активно развивался *Камбейский рифт*, заполняемый песчано-глинистыми (палеоцен) и терригенно-карбонатными морскими осадками. Продолжались и усиливались, особенно в Бенгальском бассейне, погружения западной и восточной пассивных окраин субконтинента, а на северной окраине (плато Потвар, Соляный кряж) известняки перекрываются верхнеэоценовыми эвапоритами. В пределах будущих Гималаев отлагались на юге песчано-глинистые, севернее карбонатные осадки, а в верховьях Инда в палеоцене закончилось накопление флиша.

В палеоцене – среднем эоцене (54–49 млн лет т.н.) Индийская плита столкнулась с южной окраиной Евразийской плиты и погружения гималайской окраины прекратились, сменившись началом формирования на ее месте покровно-складчатого горного сооружения.

Начиная с конца эоцена стало усиливаться и поднятие платформы, а морские бассейны на ее периферии – сокращаться в размерах. В олигоцене почти весь север платформы претерпел осушение. На северо-западной окраине начал формироваться прогиб перед Белуджистанским орогеном, а на востоке Бенгальского бассейна – перед Индобирманскими цепями с накоплением моласс. В миоцене резко ускорилось поднятие Гималаев, а перед ними, начиная с востока, с Ассама, стал развиваться Предгималайский прогиб. Эти процессы продолжали нарастать в плиоцене и квартере.

В Камбейском рифтовом прогибе морское осадконакопление сменилось континентальным. Продолжалось погружение периокеанских прогибов – Годавари, Палар, Кавери, Полкского, Манарского на востоке, Кач, Малабарского – на западе.

В Полкский рифт, находившийся на южном продолжении прогиба Кавери, еще в эоцене проникло море и Шри-Ланка превратилась в остров. В то же время южная часть субконтинента приобрела возвышенный рельеф, а по ее периферии возникли горные хребты Западных и Восточных Гат, отделенные уступами от прибрежных бассейнов.

8.3. Основные этапы развития

Присутствие в трех районах Индии, на северо-западе, северо-востоке и юге, пород протоконтинентальной коры с возрастом порядка 3,5 млрд лет показывает, что, как и на других континентах, к началу *среднего архея* значительная, если не вся площадь этого субконтинента испытала первую кратонизацию. На новообразованной сиалической коре в процессе рифтинга на юге Индии стали закладываться зеленокаменные пояса саргурской группы. Возобновление гранитизации на рубеже среднего и *позднего архея* с образованием комплекса «полуостровных гнейсов» сменилось в самом позднем архее деструкцией и образованием новой – дарварской – генерации зеленокаменных поясов. В конце архея на большей части будущей платформы завершилось становление зрелой континентальной коры, низы которой испытали гранулитовый метаморфизм, а затем были выведены на поверхность на крайнем юге полуострова.

В *раннем протерозое* эта кора претерпела частичную деструкцию с заложением подвижного пояса, разделившего будущую платформу на два эократона – северный и южный. Этот пояс включает на северо-западе Араваллийскую систему, а далее протягивается в широтном направлении через хребет Сатпура и севернее Сингбумского архейского купола. Его внутриконтинентальное рифтогенное происхождение не вызывает сомнений, но присутствие офиолитов в Северо-Сингбумском звене и сходных пород в Араваллийском звене позволяет предполагать, что рифтинг мог перерасти, по крайней мере в некоторых сегментах пояса, в спрединг, хотя и ограниченного масштаба. С окончанием развития широтной части пояса в конце раннего протерозоя уже большая часть будущей платформы испытала полную кратонизацию и на ней начиная со *среднего протерозоя* стал формироваться осадочный чехол с максимальным накоплением в крупных синеклизах – Виндийской на севере, Куддапахской на юге. Однако два пояса сохранили свою подвижность – Делийский, возникший с некоторым смещением на месте Араваллиского, и Восточно-Гатский. Тектоническая

природа этих поясов, отражанная в их составе и строении, существенно различна.

Делийский пояс возник в условиях возобновления рифтинга, причем на сей раз можно с большей долей уверенности предполагать, что этот рифтинг достиг стадии спрединга, правда, опять-таки ограниченного. Закончилось развитие Делийской системы на рубеже раннего и среднего *рифея* складчатостью, некоторым метаморфизмом и внедрением гранитов, затронувшим и более раннюю систему Аравалли.

Восточно-Гатский пояс относится к числу типичных гранулит-гнейсовых поясов, обладая всеми присущими таким поясам особенностями. Развитие пояса началось еще в раннем протерозое на архейской континентальной коре и продолжалось в среднем и позднем протерозое, когда произошло его надвигание на рифейский Куддапахский бассейн. Южнее продолжение Восточно-Гатского пояса включает о-в Шри-Ланка и уходит в пределы Восточной Антарктиды, где выявлен Вегенер-Моусонский пояс того же типа и близкого возраста (см. гл.10).

В *позднем протерозое* к западу от Делийской складчатой системы возник вулкано-плутонический пояс Малани, возможно занимающий краевое положение по отношению к Мозамбикскому океану, разделявшему в это время Западную и Восточную Гондвану. В конце протерозоя произошло закрытие Мозамбикского океана с образованием одноименного гранулит-гнейсового пояса и проявлением панафриканского тектогенеза, нашедшего свой отголосок на Шри-Ланке и крайнем юге Индии. Западная Гондвана, включавшая Африку, Аравию и Мадагаскар, сомкнулась с Восточной, включавшей Индию с Шри-Ланкой, Антарктиду и Австралию.

В течение *раннего* и *среднего палеозоя* Индийская платформа, подобно смежной Южной Африке с Мадагаскаром, испытывала общее поднятие, за исключением своей северной, обращенной к Палеотетису пассивной окраины, в проксимальной части которой на северо-западе в позднем *венде* и раннем *кембрии* возник солеродный бассейн, общий с Ираном и Аравией. В конце *карбона*, опять-таки подобно Африке, в цент-

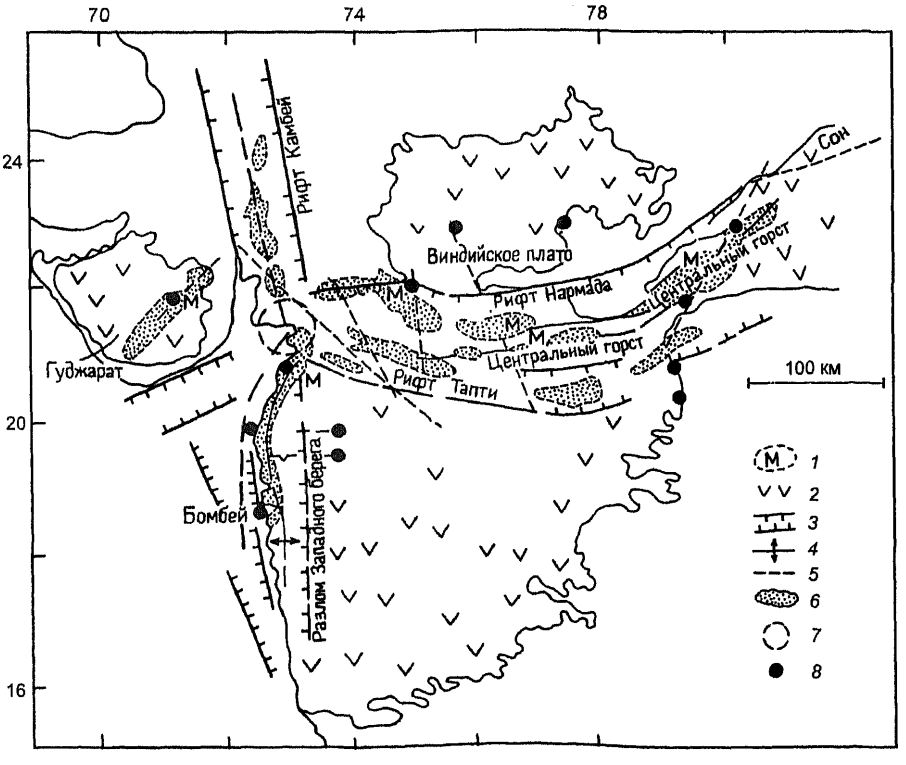


Рис. 8-6. Распространение лавовых покровов Декана, ассоциированных с рифтами Нармада-Тапти, Камбей и Западного Берега (по С.Такуру)

1 – раскристаллизованные магматические камеры; *2* – лавовые покровы Декана; *3* – рифты; *4* – флексура Панвел; *5* – оси гравитационных максимумов; *6* – площади гравитационных максимумов; *7* – центр высокого гравитационного возмущения, приуроченного к тройному сочленению рифтов; *8* – эпицентры землетрясений

ральной Индии начались процессы рифтогенеза и возникла система прогибов, переродившихся затем в грабены – Нармада-Сон, Дамодар, Маханади, Годавари. Их развитие продолжалось до середины, если не до конца мела; они заполнялись комплексом отложений, известных под местными названиями нижней и верхней гондваны и представлявшими ту же последовательность формаций, что и на других гондванских материках, начиная с покровно-ледниковой верхов карбона и кончая раннемеловыми траппами Раджмахала. Вместе с тем северо-западная окраина платформы уже с *перми* стала обнаруживать тенденцию к погружению и сюда начали проникать морские трансгрессии.

С начала распада Гондваны этот процесс усилился и распространился на северо-восточную, Бенгальскую окраину платформы. А на северо-западе уже в конце *триаса* возник рифтовый грабен Кач, а затем, восточнее – аналогичный Камбейский грабен. В *юре* морская трансгрессия охватила эту окраину платформы вплоть до п-овов Кач и Катиавар, а в раннем *мелу* началось формирование Бенгальского залива с океанской корой на южном продолжении одноименного энсиалического бассейна. В конце мела по другую сторону субконтинента раскрылся подобный же бассейн Аравийского моря, отделивший Индостан от Сейшелл и Мадагаскара, еще значительно раньше утративших наземную связь с Африкой. Тем самым завершилось обособление Индийской литосферной плиты, поскольку связь Индостана и Шри-Ланки с Антарктидой нарушилась уже в конце средней – поздней юре и с этого времени начался ускоренный дрейф Индийской плиты к северу, закончившийся в эоцене ее столкновением с Евразией.

Между тем на рубеже мела и *палеогена* произошло такое крупное событие, как излияние плато-базальтов Декана, с которым некоторые исследователи связывают массовое вымирание ряда представителей фауны на этом рубеже. Саму же вспышку вулканизма обычно объясняют прохождением центральной Индии над горячей точкой, которой в настоящее время отвечает вулканический о-в Реюньон в Индийском океане. Вместе с тем характерна приуроченность траппового поля Декана к тройному сочленению рифтов (рис.8-6)

После столкновения с Евразией движение Индии к северу не прекратилось, но замедлилось. Территория субконтинента начала испытывать нарастающее поднятие, особенно интенсивное на юге, где возникли хребты Западных и Восточных Гат. В то же время продолжалось опускание рифтогенных периокеанских бассейнов, особенно со стороны Бенгальского залива, и началось формирование предгорных молассовых прогибов перед горными сооружениями Белуджистана, Хазары-Гималаев, Индобирманских цепей, выросших по периферии северной половины платформы в результате вторжения Индийской плиты в «мягкое подбрюшье» Евразии.

Литература

Baksi A.K. Petrogenesis and timing of volcanism in the Rajmahal flood basalt province, northeastern India // Chem. Geol., 1995, v.121, p.73-90

Bartlett J.M., Dongherty-Page J.-S., Harris N.B.W. et al. The application of the single zircon evaporation and model Nd ages to the interpretation of polymetamorphic terranes: an example from the Proterozoic mobile belt of South India // Contrib. Mineral. Petrol., 1998, v.131, p.181-195

Bhattacharji S., Chaterjee N., Wampler J.M. et al. Indian intraplate and continental margin rifting , lithosphere externsion, and mantle upwelling in Deccan flood basalt volcanism near the K/T boundary; Evidence from mafic dike swarns // J. Geol., 1996, v.104, p.379-398

Cooray P.G. The Precambrian of Sri Lanka: a historical review // Precambr. Res., 1994, v.66, p.3-18

Kaila K.L., Murty P.R.K., Rao N.M. et al. Structure of the crystalline basement in the West Bengal basin, India, as determined from DSS studies // Geoph. J. Int., 1996, v.124, №1, p.175-188

Rao G.N. Geology and hydrocarbon prospects of East Coast sedimentary basins of India with special reference to Krishna-Godavari basin // J. Geol. Soc. India, 1993, v.41, №5, p.444-454

Raza M., Jafri S.H., Alvi S.H., Shamim Khan M. Geodynamic evolution of Indian Shield during Proterozoic. Geochemical evidence from mafic volcanic rocks // J. Geol. Soc. India, 1993, v.41, p.455-469

Sheth H.C., Chandrasekharam D. Plume-rift interaction in the Deccan volcanic province // Phys. Earth Planet. Inter., 1997, p.179-187

Thakur N.K., Nagarajan N. Response of the Southern Indian Peninsula to Mesozoic-Cenozoic activation // J. Geol. Soc. India, 1993, v.41, №5, p.431-436

Verma P.K., Greiling R.O. Tectonic evolution of the Aravalli orogen (NW India): an inverted Proterozoic rift basin? // Geol. Rundschau, 1995, v.84, p.683-696

Глава 9

АВСТРАЛИЯ И МЕЛАНЕЗИЯ

Австралия, нередко именуемая еще пятым, или зеленым континентом, по площади заметно уступает четырем большим континентам Земли. В физико-географическом смысле она состоит из трех главных областей – Западного плоскогорья, Центральных низменностей и Восточного нагорья. В тектоническом плане (рис.9-1) Австралию слагают два крупных структурных элемента – древняя Австралийская платформа, занимающая около двух третей его площади на западе и в центре, и палеозойский Тасманский складчато-надвиговый пояс на востоке. Зона сопряжения древней платформы и Тасманского пояса на значительном протяжении перекрыта молодым (мезозойско-кайнозойским, частично верхнепалеозойским) платформенным чехлом. Древняя платформа распространяется к северу от континента на шельфовое Арафурское море и южную часть п-ва Новая Гвинея.

9.1. Древняя Австралийская платформа

9.1.1. Фундамент платформы

Фундамент платформы слагают архейские, раннепротерозойские и переработанные в среднем протерозое раннедокембрийские метаморфические образования и гранитоиды. Фундамент этот выходит на поверхность на больших площадях (рис.9-2).

Архейский комплекс пользуется значительным распространением, особенно на западе платформы, где он образует два крупных блока – Йилгарн и Пилбара. На юго-востоке расположен третий блок – Гоулер. Отдельные выходы архея имеются на крайнем севере континента. Блоки Йилгарн и Пилбара являются одними из наилучше изученных в мире гранит-зеленокаменных областей, причем в первом из них развиты в основном ЗКП позднего архея, а в последнем все они относятся к среднему архею.

Блок Йилгарн, занимающий юго-западный угол Австралии, с запада, юга и юго-востока ограничен разломами, за которыми распространены среднепротерозойские метаморфиты, и лишь на севере и северо-востоке погружается под более молодые чехольные образования и не целиком представляет гранит-зеленокаменную область; на западе блока простирается пояс глубоко метаморфизованных, до гранулитовой фации, пород, преимущественно гнейсов. Их возраст оценивается в 3650–3350 млн лет. Несколько позднее гнейсы были перекрыты чехлом кварцитов и пелитов. Именно в этих кварцитах на севере пояса были обнаружены самые древние из известных на Земле минералов – цирконы с возрастом до 4150 млн лет. В период 3300–3000 млн лет т.н. все эти образования подверглись деформациям, метаморфизму до гранулитовой фации и внедрению гранодиоритов. Предполагается, что весь этот ранне-среднеархейский комплекс послужил фундаментом для развитых восточнее позднеархейских зеленокаменных поясов, что подтверждается находками в породах последних цирконов с возрастом 3,5–3,2 млрд лет.

Сами зеленокаменные пояса блока Йилгарн простираются в общем меридиональном направлении. В поперечном сечении они представляют, как обычно, сложные синформы с развитием надвигов и даже тектонических покровов. Выполнение этих ЗКП, как правило, трехчленное: внизу основные и ультраосновные лавы, выше кислые известково-щелочные вулканиты и, наконец, обломочные, до грубообломочных осадки, залегающие с несогласием на нижележащих образованиях. Обращает на себя внимание почти полное отсутствие андезитов, следовательно, бимодальный характер вулканитов данного блока, что дает основание считать их рифтогенными и/или связывать их происхождение с действием мантийных струй – плюмов. Но есть и другая точка зрения, согласно которой кислые вулканиты являются островодужными, а в ЗКП Калгурли даже принадлежащими окраинно-континенталь-

ному вулкано-плутоническому поясу. Метаморфизм ЗКП изменяется от низших ступеней зеленосланцевой фации до высших – амфиболитовой, а на крайнем юго-западе даже гранулитовой, но преобладает зеленосланцевый метаморфизм.

Максимальный возраст ЗКП блока Йилгарн порядка 3,0 млрд лет, минимальный – около 2,7 млрд лет. Намечается некоторое омоложение поясов в направлении с запада на восток. В интервале 2,8 или 2,7–2,6 млрд лет т.н. ЗКП начали подвергаться деформациям, метаморфизму и внедрению интрузий гранитоидов, первоначально в виде пластовых тел. Но основная эпоха деформаций, метаморфизма и гранитоидного плутонизма приходится на время 2,67–2,55 млрд лет, когда произошло также становление многочисленных гранито-гнейсовых куполов. Эти процессы затронули и Западный гнейсовый пояс. Они закончились к 2,5 млрд лет т.н., после чего блок Йилгарн превратился в эократон, 70% площади которого слагают гранитоиды.

Происхождение ЗКП блока Йилгарн трактуется неоднозначно. Несомненно их заложение на более древней континентальной коре, очевидно в результате рифтинга, который мог перерасти в рассеянный или даже нормальный спрединг с образованием нижнего комплекса выполнения ЗКП. Образование кислых известково-щелочных вулканитов может быть связано либо с выплавлением из древнего фундамента, либо с субдукцией океанской (квазиокеанской) коры. Гранитоиды, судя по низким изотопно-стронциевым отношениям, имеют в своей основной массе субдукционное происхождение, но для части из них изотопия свинца заставляет допустить участие продуктов анатексиса континентальной коры. Развитие ЗКП и всего блока завершилось интенсивным сжатием на рубеже архея и протерозоя.

Блок Пилбара значительно уступает по размеру блоку Йилгарн и по ряду важных особенностей существенно от него отличается. Это касается, во-первых, времени кратонизации – 2,85 млрд лет т.н., во-вторых, возраста зеленокаменных поясов, в основном сформированных не в позднем, а в среднем архее и, в-третьих, структурного рисунка. Определяющим элементом последнего служат, как в Среднем Приднепровье или эократоне Зимбабве Южной Африки, округло-овальные гранито-гнейсовые и гранитные плутоны, представляющие не магматические диапиры, а купола. Среди них различаются две генерации: 1 – более древняя или почти синхронная древнейшим образованиям ЗКП с возрастом 3,5–3,3 млрд лет; это гнейсовидные граниты, и 2 – более молодая, посттектоническая генерация с возрастом 3,0–2,85 млрд лет.

Зеленокаменные пояса в блоке Пилбара заполняют промежутки между гранитными плутонами, что создает характерный петельчатый рисунок. Они имеют синклинальную форму, осложненную дополнительными складками и надвигами. Метаморфизм – от низших ступеней зеленосланцевой фации до амфиболитовой и явно связан с гранитоидным плутонизмом.

Состав выполнения ЗКП типично бимодальный. Уже в нижней части разреза чередуются базальты с подчиненными коматиитами и кислые вулканиты. Однако нижняя мощная толща кислых вулканитов отделяется несогласием от не содержащих таких пород самых низов разреза. Обломочные породы преобладают в его средней части, а завершается он снова бимодальными вулканитами с некоторым участием андезитов.

Определение характера фундамента, на котором закладывались ЗКП, затрудняется близостью изотопного возраста древнейших гранитоидов и низов разреза ЗКП – для тех и других получены значения порядка 3,4 млрд лет.

Помимо Западной Австралии выходы архея известны в Южной Австралии – блок Гоулер, и Северной Австралии – выступ Пайн-Крик. В обоих регионах породы относятся к самым верхам архея и представлены глубоко метаморфизованными осадочными образованиями и гранитогнейсами.

Нижний протерозой, в отличие от архея, слагает не изометричные блоки, могущие рассматриваться как ядра континентальной коры, а линейные системы, разделявшие и позднее спаявшие эти ядра. По традиционной классификации, это протогеосинклинальные системы, давшие начало орогенам. Они распространены по всей платформе. Наиболее западной из них является *складчатая система Эшбертон*, протягивающаяся к югу от блока Пилбара с наложенной протосинеклизой Хамерсли (см.ниже) и переходящая еще южнее в *систему Гаскойн*. Вместе они образуют *ороген Каприкорн*, являющийся продуктом коллизии эократонов Пилбара и Йилгарн в конце раннего протерозоя. Система Эшбертон возникла на месте трога, выполненного 12–14-километровой толщей осадков, среди которых основное место занимает сланцево-граувакковая формация с подчиненными бимодальными вулканитами. Эта толща интенсивно смята в узкие складки северной вергентности, осложненные кливажом. К югу, уже в системе Гаскойн, осадки и вулканиты испытывают интенсивный метаморфизм, появляются крупные плутоны гранитоидов и окаймленные гранито-гнейсовые купола. Южная и центральная зоны системы Гаскойн наложены на северное погружение блока Йилгарн, архейские породы которого местами выступают на поверхность в ядрах куполов. И только в северной зоне нет признаков сиалического фундамента; именно она, очевидно, возникла на океанской коре, отмечая собой зону рифтинга и спрединга между блоками Пилбара и

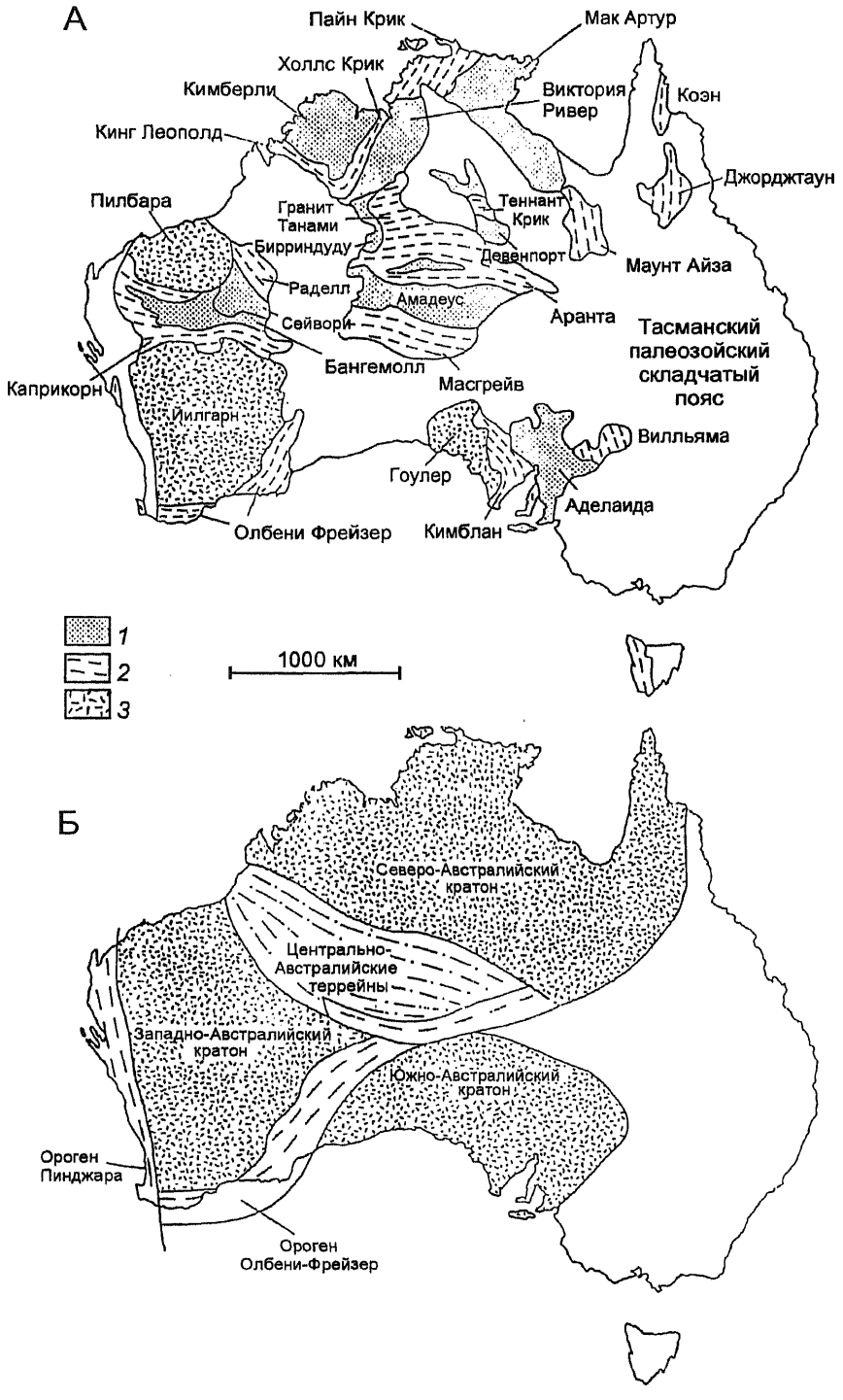


Рис. 9-2. Главные выступы пород докембрия (А) и главные докембрийские тектонические единицы (Б) Австралии (по Дж.Майерсу и др.)

1 – протерозойские бассейны; *2* – протерозойские орогены; *3* – архейские кратоны. Кратоны – ~1830 млн лет; центральноавстралийские террейны – ~1900 до 1300 млн лет; ороген Олбени-Фрейзер – ~1300 млн лет. Центральноавстралийские террейны были аккретированы к Северо-Австралийскому кратону до его сочленения на рубеже ~1300 млн лет с Западно- и Южно-Австралийским кратонами

Йилгарн. Существенные различия между внутренней структурой и временем кратонизации этих блоков заставляют подозревать, что их должно было разделять значительное океанское пространство и сближение этих блоков сопровождалось крупными горизонтальными перемещениями. Процессы эти начались около 2,0 млрд лет т.н. и закончились 1,7–1,5 млрд лет т.н.

На севере Западной Австралии располагается почти квадратных очертаний выполненная рифейскими отложениями (см. ниже) впадина Кимберли, под которой предполагается существование архейского блока, а по ее южной и восточной окраинам протягиваются сочленяющиеся почти под прямым углом две раннепротерозойские складчатые системы, соответственно, *Кинг-Лиополд* и *Холлс-Крик*. Ряд выступов складчатых образований того же возраста среди более молодого чехла имеется и восточнее, в пределах Северных территорий и северного Квинсленда вплоть до п-ова Йорк на крайнем северо-востоке континента. Все эти складчатые комплексы, кроме системы Маунт-Айза в Квинсленде, о которой речь пойдет отдельно, объединяет общность времени заключительных деформаций – 1850–1890 млн лет т.н., выделенных в орогенез Баррамунди, а также условий заложения на сиалической коре и состава слагающих образований. Последние расчленяются на три части: 1 – нижняя часть, состоящая из обломочных пород и основных вулканитов, отражающая фазу рифтинга; 2 – более тонкообломочные, часто углистые осадки с участием карбонатов и железистых кварцитов, отвечающие фазе погружения, и 3 – верхняя часть, состоящая из турбидитов и соответствующая орогенезу Баррамунди. Мощность отложений местами достигает 10 и более километров; начало их накопления датируется 2,2–2,0 млрд лет т.н., т.е. как и в случае орогена Каприкорн, развитие этих систем относится ко второй половине раннего протерозоя, а на первую половину приходится поднятие и эрозия. Отложения интенсивно смяты, метаморфизованы в зеленосланцевой, реже амфиболитовой и даже гранулитовой фации, прорваны интрузиями как основного, так и кислого состава. Ассоциация гранитов и кислых вулканитов характерна для завершающей стадии развития этих протогеосинклиналей; в некоторых из них, например в системе Холлс-Крик, они образуют настоящие вулкано-плутонические пояса, заставляя подозревать проявление субдукции, а значит и наличие коры если не океанского, то переходного к ней типа.

Меридиональная *система Маунт-Айза* в Квинсленде отличается тем, что ее активное развитие продолжалось и в раннем рифее, до 1450 млн лет т.н., хотя нижняя часть слагающего ее комплекса испытала орогенез Баррамунди. В результате было сформировано поднятие, по обе стороны которого в раннем рифее накапливались терригенные осадки. Развитие закончилось складчатостью, метаморфизмом и внедрением гранитов на рубеже раннего и среднего рифея.

В Южной Австралии нижнепротерозойские складчатые образования известны в юго-восточной части блока Гоулер и в блоке Брокен-Хилл (Вильяма) уже на границе с Тасманским палеозойским поясом. В блоке Гоулер это мелководные кварциты и пелиты, довольно мощные джеспилиты и мелководные отложения типа платформенного чехла мощностью 1,5–2,0 км, но они подверглись изоклинальной складчатости, метаморфизму до гранулитовой фации и внедрению гранитов в интервале 1,96–1,84 млрд лет т.н. Аналогичные процессы затронули и блок Брокен-Хилл, где нижнепротерозойские отложения также имеют исходный песчано-глинистый состав, но, судя по развитию турбидитов, являются более глубоководными, а по мощности достигают 7–9 км. Их отличает еще присутствие основных и кислых вулканитов, а главное – рудных горизонтов с богатой концентрацией цинка и свинца. Накопление осадков в данном блоке началось между 2,3–2,1 и 1,8 млрд лет т.н., а их метаморфизм произошел уже в начале рифея – 1,66 млрд лет т.н., интрузии наиболее молодых гранитов – 1,49 млрд лет т.н.

Среднепротерозойские процессы метаморфизма и гранитизации затронули расположенный в центральной части платформы крупный массив Аранта, его центральную и особенно южную зону, в то время как северная зона была кратонизирована, подобно североавстралийским протогеосинклиналям, уже после орогенеза Баррамунди. В южной зоне эти процессы закончились к рубежу раннего и среднего рифея. Однако еще южнее, в другом крупном массиве центральной Австралии, массиве Масгрейв, отделенном от массива Аранта позднерифейским рифтом – авлакогеном Амадиес, активное развитие продолжалось до конца протерозоя, т.е. до байкальской тектонической эпохи, но с предварительным интенсивным проявлением гренвильского орогенеза. В западном направлении этот гренвильско-байкальский пояс разделяется на две ветви; северо-западная обходит эократон Пилбара и скрывается под фанерозойской синеклизой Каннинг, отделяющей этот эократон от раннепротерозойской системы Кинг-Лиополд. Юго-западная ветвь окаймляет с юго-востока и юга эократон Йилгарн и известна как ороген Олбэни-Фрейзер. В строение краевой зоны последнего повторно вовлечены архейские породы блока Йилгарн.

Центральноавстралийский гренвильско-байкальский ороген представляет собой типичный гранулито-гнейсовый пояс. В результате проявления двух крупных эпох сжатия на уровне 1200 и 550 млн лет т.н., разделенных эпохой растяжения и основного магматизма, пояс приобрел исключительно сложную структуру, а породы его претерпели глубокий метаморфизм.

Достаточно очевидно, что пояс этот и его ветви являются продуктом коллизии трех ранее, в конце раннего протерозоя, консолидированных протократонов – Западно-Австралийского, Северо-Австралийского и Южно-Австралийского (последний мог продолжаться в Антарктиду). Эта коллизия произошла в гренвильскую эпоху, а в начале или середине позднего рифея структура орогена была осложнена рифтингом с образованием прогиба Амадиес. В байкальскую эпоху (местное название – орогенез Петерман) этот авлакоген подвергся сжатию с надвиганием на него блока Масгрейв.

Наиболее молодой структурой фундамента Австралийской платформы, завершившей свое активное развитие уже в конце кембрия является пограничная с Тасманским палеозойским поясом складчатая *система Аделаида*. Ее положение и тектоническая природа двойственны. В северной и центральной частях она занимает интракратонное положение, являясь вероятным юго-восточным продолжением авлакогена Амадиес. Здесь она простирается между значительно раньше консолидированными блоками Гоулер и Вильяма (Брокен-Хилл). А в ее южной части система Аделаида занимает пограничное положение между кратоном и Тасманским поясом, а ее верхнепротерозойско-кембрийские отложения представляют, по существу, отложения пассивной окраины пра-Тихого океана, в краевой части которого позднее начал формироваться Тасманский пояс.

Начальная, рифтовая стадия развития Аделаидской системы характеризуется, кроме накопления обломочных осадков, излиянием основных вулканитов и отложением эвапоритов, с которыми позднее было связано образование диапировых структур. Остальной разрез, мощность которого достигает 15 км, состоит из алевропсаммитов и карбонатов; в верхах рифея и низах венда прослеживается два горизонта ледниковых образований. Заканчивается развитие отложением пестроцветных моласс, относящихся уже к кембрию. Складчатость, завершившая историю Аделаидской системы, произошла в конце кембрия (так называемая деламерская эпоха); в это же время возник единственный плутон гранитоидов.

9.1.2. Платформенный чехол

Этот чехол, как и на других древних платформах мира, может быть разделен на протоплатформенные, раннедокембрийские и собственно платформенные позднедокембрийско-фанерозойские образования.

Наиболее древней и одной из древнейших в мире протоплатформенных структур, сопоставимой с южноафриканскими, является *протосинеклиза Хамерсли*, несогласно наложенная своим пологим северным крылом на блок Пилбара. Она выполнена мощной, более 6–7 км, толщей отложений, состоящей в нижней части из бимодальных, но преимущественно базальтовых вулканитов, с участием обломочных пород, в средней – из железистых кварцитов, имеющих большое экономическое значение (они составляют 40% из 2,5 км мощности этой части разреза), с подчиненными глинистыми породами, доломитами, кислыми вулканитами и силлами долеритов, и верхней, глинисто-кластической с подчиненными вулканитами и тиллоидами предположительно ледникового происхождения. Накопление всей этой толщи происходило в интервале 2,8–2,4 млрд лет т.н., т.е. в основном в позднем архее; лишь самая верхняя серия может принадлежать низам протерозоя.

Южное крыло протосинеклизы, в отличие от северного, испытало складчатые деформации, связанные с воздействием простирающейся еще южнее раннепротерозойской складчатой системы Эшбертон. В крупном куполе на юго-востоке выступают породы блока Пилбара. Метаморфизм выполнения синеклизы в общем не выходит за пределы зеленосланцевой фации.

Более молодым, уже раннепротерозойским аналогом протосинеклизы Хамерсли является *протосинеклиза Набберу*, наложенная на северо-восточный край эократона Йилгарн. Соответственно, ее юго-западное крыло полого моноклинальное, а северо-восточное смято в складки и подверглось значительному метаморфизму. Структура впадины дополнительно усложнена гранито-гнейсовыми куполами, в которых на поверхность выведены архейские породы эократона Йилгарн. Заполнена синеклиза мелководными терригенными и карбонатными осадками, среди которых имеются крупные залежи железистых кварцитов и покрова базальтов. Накопление осадков происходило в интервале 2,2–1,7 млрд лет.

Более широким распространением, чем нижнепротерозойские, пользуются на Австралийской платформе среднепротерозойские чехольные образования. Они приурочены к двум генерациям впадин – раннерифейской (1,8–1,4 млрд лет) и среднерифейской (1,4–1,0 млрд лет). Наиболее крупной впадиной первой генерации является *синеклиза Мак Артур* в Северной Австралии, на западном побережье залива Карпентария; другими впадинами того же возраста являются впадины *Бирриндуду* и *Кимберли*. Образованию этих впадин и накоплению в них осадков предшествовала эпоха широко проявленного анорогенного, бимодального магматизма, включая плутоны гранитов рапакиви и излияния преимущественно кислых лав. Наиболее продолжительным этот магматизм был на южной периферии

блока Гоулер, где он продлился до 1,5 млрд лет, создав целый вулканический пояс.

Осадочное выполнение раннерифейских впадин представлено мелководными, частью отложенными в условиях лагун повышенной солености обломочными (кварцевые песчаники), карбонатными (строматолитовыми) и глинистыми отложениями, с подчиненными вулканитами. В бассейне Мак Артур эти отложения содержат крупные стратиформные залежи руд Pb, Zn, Ag. В этом же бассейне осевой структурой служит рифтогенный прогиб Баттен, в котором мощность осадков достигает 12 км; в конце раннего рифея он испытал инверсию и превратился в горст. На востоке синеклиза Мак Артур смыкается со складчатой системой Маунт-Айза.

В среднем рифее возникла новая генерация впадин-синеклиз. В Западной Австралии к ним относится *синеклиза Бангемолл*, наложенная на нижнепротерозойский ороген Каприкорн, и протосинеклизы Хамерсли и Набберу. В Северной Австралии это впадины *Виктория-Ривер* и *Саут-Николсон*. Впадина Виктория Ривер также несогласно наложена на нижнепротерозойский ороген Пайн-Крик и нижнерифейскую впадину Бирриндуду. Она примечательна присутствием алмазоносной лампроитовой трубки. По составу отложений среднерифейские впадины вполне сходны с раннерифейскими. Следует напомнить, что средний рифей был также основной эпохой формирования орогенов Масгрейв и Олбэни-Фрейзер.

В позднем рифее главными событиями были заложение *авлакогена Амадиес* и «геосинклинали» Аделаида, о чем уже говорилось выше. Но, кроме того, в это же время продолжали развиваться впадины Кимберли и Виктория-Ривер и вновь возникли впадины *Нгалия* (наложенная на массив Аранта), *Джорджина* и *Оффисер*. Главной особенностью разреза этих впадин является, как и в системе Аделаида, присутствие двух горизонтов покровно-ледниковых отложений наряду с эвапоритами на более низких уровнях.

Фанерозойский мегаэтап развития Австралийской платформы открывается излиянием плато-базальтов Антрим на блоке Кимберли и во впадине Оффисер в сочетании с грубообломочными осадками. Последние накапливались также в других впадинах, унаследованных от позднего протерозоя, – авлакоген Амадиес, синеклиза Джорджина. Но в кембрии образовались и новые области погружения, в частности *синеклиза залива Бонапарта* на северо-западе платформы. В ордовике несколько южнее началось погружение *авлакогена Фитцрой*, составившего северо-западное продолжение авлакогена Амадиес. В позднем ордовике и раннем силуре платформа испытала общее поднятие, на фоне которого в силуре возник *прогиб Карнарвон* на западном побережье Австралии с накоплением мелководноморских и континентальных осадков; в позднем силуре возобновилось погружение авлакогена Амадиес, но в раннем и среднем девоне платформа снова подверглась осушению.

Погружения возобновились в позднем девоне в бассейнах Карнарвон, Бонапарта и Амадиес и распространились из рифта Фитцрой в более широкую *синеклизу Каннинг*, но в раннем карбоне они снова ограничивались этим рифтом. В это же время авлакоген Амадиес начал испытывать складчатость, надвиги и поднятия, а впадины Карнарвон и Бонапарта продолжали погружаться. Накопление осадков во всех ранне- и среднепалеозойских впадинах платформы происходило в мелководных, часто лагунных, а также континентальных условиях.

В среднем и позднем карбоне почти вся платформа опять оказалась втянута в поднятия, на фоне которых в самом конце карбона – начале перми развивается покровное оледенение. Вместе с тем в ранней перми трансгрессия с запада проникла в грабен Фитцрой, бассейн Карнарвон и на о-в Тасмания. Мощность осадков в грабене Фитцрой достигла 4 км. Ледниковые образования известны практически во всех впадинах платформы, а в новообразованном *грабене Перт* (южное продолжениие рифта Карнарвон) они сменяются угленосными отложенитями; то же происходит в грабене Фитцрой. За исключением этого грабена, остальная площадь платформы в поздней перми – раннем триасе испытывает поднятие. Приподнятое над уровнем океана положение большая часть платформы сохраняет в течение всего мезозоя. Погружения охватывают северо-западную и западную ее подводные окраины, в большей или меньшей мере распространяясь на современную сушу – в бассейны Бонапарта, Каннинг, Карнарвон и Перт. В этих бассейнах преобладали континентальные или прибрежно-морские осадки, в сторону шельфа они переходили в дельтовые, а затем в более глубоководные глинистые с подводными конусами выноса. В триасе северо-западная окраина Австралии еще носила характер пассивной окраины Тетиса; в начале юры здесь начинается активный рифтинг; вторая его фаза приходится на позднюю юру-начало мела; она привела к отделению Австралии от Большой Индии.

В раннем мелу начался рифтинг на южной окраине континента, приведший в позднем мелу к отделению Австралии от Антарктиды. Погружения распространились на будущую сушу, создав здесь синеклизу Юкла, наложенную на южную часть палеозойской синеклизы Оффисер и временами соединявшуюся с синеклизой Каннинг. Погружения продолжались здесь в палеогене, а в неогене–квартере вся древняя платформа в границах современной суши испытывала слабое поднятие.

9.2. Тасманский палеозойско-раннемезозойский складчато-надвиговый пояс

Тасманский пояс занимает восточную треть Австралийского континента. Он простирается в долготном направлении от п-ова Йорк на севере до о-ва Тасмания на юге. Свое северное продолжение пояс находит в центральной части о-ва Новая Гвинея, а южное – в Антарктиде. На востоке отторженцем пояса является западная зона Новой Зеландии. Протяженность пояса на континенте составляет 4000 км, ширина достигает 1500 км. Граница пояса с древней платформой, на значительном протяжении, как и сам пояс, скрытая под более молодым платформенным чехлом, называется «линией Тасмана» и прослеживается от краевого Джорджтаунского массива платформы на севере у побережья сначала в юго-западном направлении, затем в юго-восточном, образуя входящий угол, а далее огибает другой краевой массив – Брокен-Хилл, и снова следует к юго-западу (рис.9-3). Только здесь между древней платформой и Тасманским поясом наблюдается переходная полоса, представленная шельфовыми верхнепротерозойскими и кембрийскими отложениями системы Аделаида и кембрийскими склоновыми отложениями узкой зоны Канманту, смятыми в сорванные с более древнего фундамента складки западной вергентности в деламерскую эпоху тектогенеза конца кембрия – начала ордовика (рис.9-4). Сам Тасманский пояс принято подразделять на две мегазоны – западную, завершившую свое активное развитие в среднем палеозое, и восточную, где это произошло в конце палеозоя – начале мезозоя.

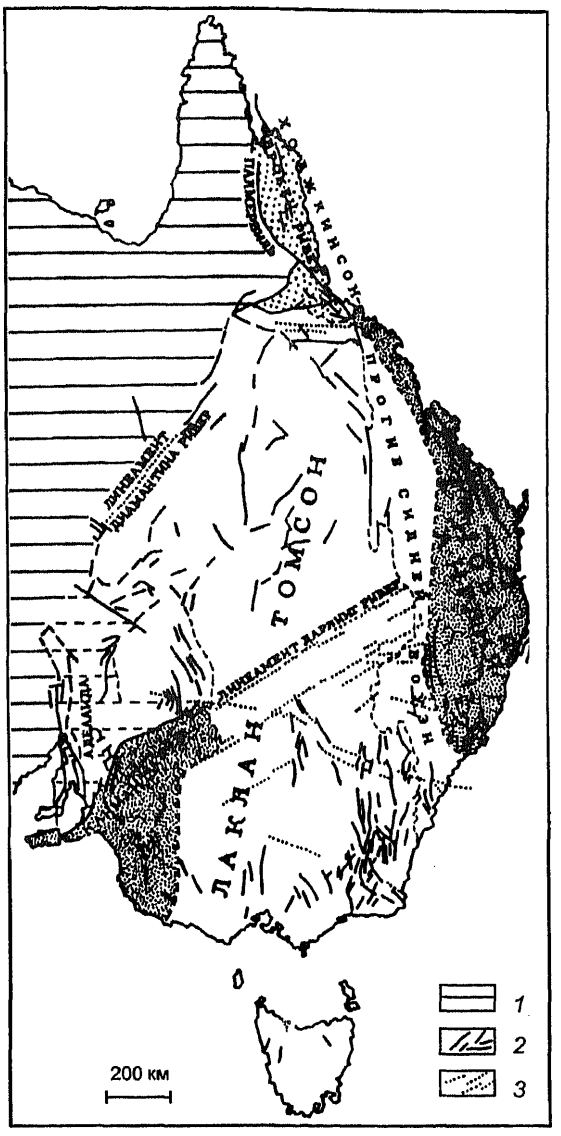


Рис. 9-3. Тектоническая схема Тасманского складчатого пояса (по Э.Шайбнеру)
1 – Австралийский кратон; *2* – разломы; *3* – линеаменты

Западная мегазона нередко именуется *Лахланской*, но в более строгом смысле это название применяется для большей южной части мегазоны, в пределах штатов Новый Южный Уэльс и Виктория. В ее составе различаются три главных литостратиграфических комплекса. Нижний из них образует так называемые зеленокаменные пояса, местами перекрытые верхним кембрием. Их тектоническая природа еще не вполне расшифрована, они включают породы как офиолитовой, так и островодужной ассоциаций и отвечают, очевидно, начальной стадии развития Лахланской системы. Заметим, что настоящие офиолиты кембрийского возраста (530 млн лет) недавно обнаружены в Восточной мегазоне. Следующий комплекс имеет в основном ордовикский возраст, начинаясь, вероятно, кембрием и заканчиваясь в силуре. Он сложен кварцево-граувакковыми турбидитами, пелагическими глинистыми сланцами и кремнями, нередко сочетающимися во флишевую формацию. На северо-востоке этот комплекс включает островодужные вулканиты и вулканогенно-обломочные породы. Третий комплекс, силурийско-девонский, местами продолжающийся и в нижний карбон, имеет наиболее пестрый, вулканогенно-обломочный состав с последовательным уменьшением глубины накопления отложений. Комплекс этот отражает заключительную стадию формирования Лахланской системы, с последовательным примыканием к западному континенту вулканических дуг, обмелением и замыканием промежуточных, глубоководных вначале трогов и, наконец внедрением многочисленных гранитоидных плутонов (рис.9-5–9-7). В этом процессе традиционно различают ряд эпох сжатия – в начале и се-

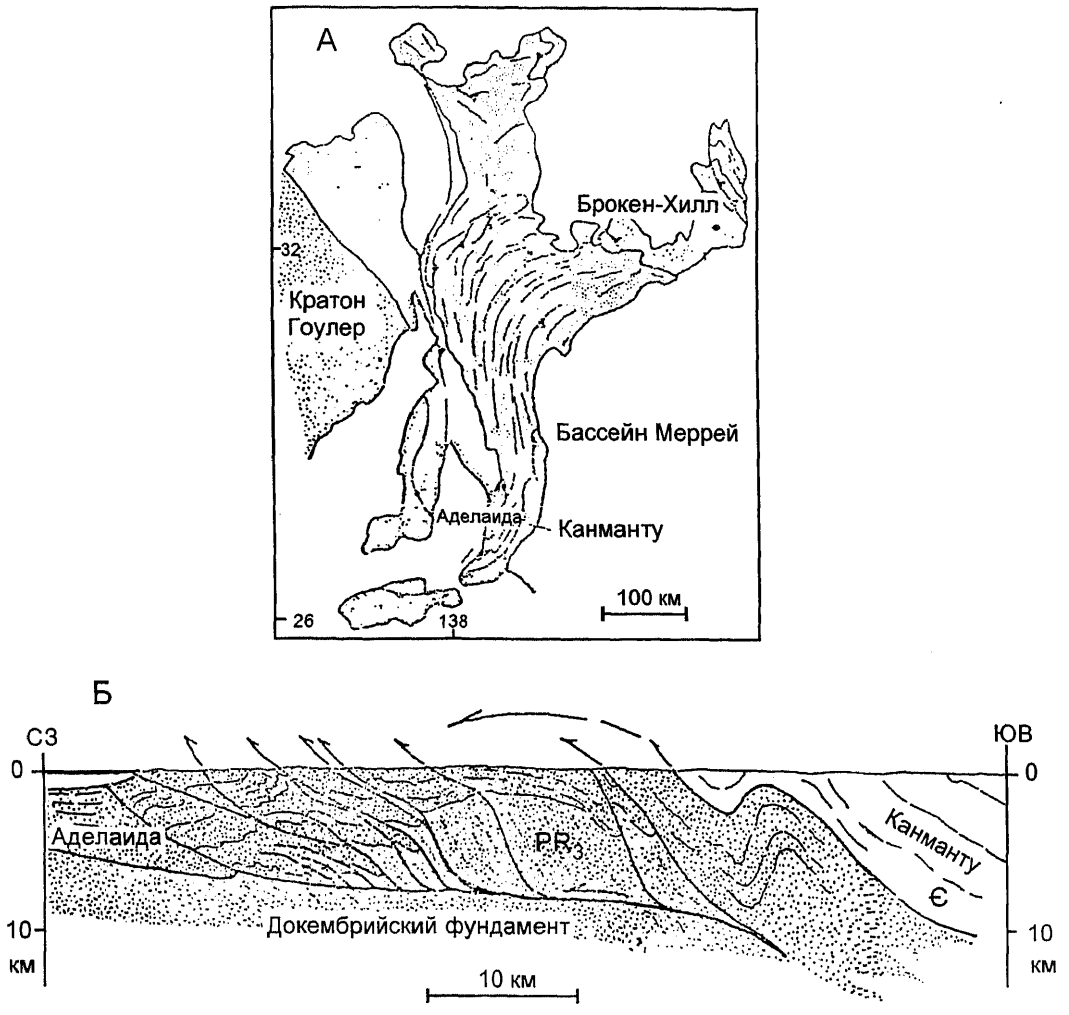


Рис. 9-4. Складчатая система Аделаида (по П.Кони и др.)
А – тектоническая схема района Аделаида – Брокен Хилл; Б – Схематический профиль через систему Аделаида и зону Канманту

редине силура, в раннем девоне, в конце среднего девона (главная) и в раннем карбоне (заключительная). Эти эпохи сжатия чередовались и завершились эпохой растяжения; последняя была ответственна за уменьшение мощности коры после орогенного скучивания. Сформированная в итоге структура характеризуется развитием прямых изоклинальных складок, кливажа и крутых разрывов.

В средней части системы выделяется метаморфическое ядро с развитием зеленых сланцев и реже гнейсов, за пределами которого метаморфизм весьма слабый. Лежащий к югу от собственно Лахланской системы о-в Тасмания образует самостоятельный террейн Западной мегазоны Тасманского пояса. Его особенностью является присутствие выступов метаморфитов с возрастом 800–700 млн лет; это заставляет предполагать, что аналогичные метаморфиты могут подстилать Лахланскую систему на материке. А в грабене между их выступами залегают зеленокаменные магматиты, аналогичные породам «зеленокаменных поясов» материка.

К северу от Лахланского «мегатеррейна» в составе Западной мегазоны различают еще несколько террейнов, из которых наибольшим отличием от остальной Лахланской системы характеризуется самый северный – Ходжкинсон, отделенный от остальной системы субширотным разломом и зажатый между Джорджтаунским выступом древней платформы и берегом моря. Отличия заключаются в отсутствии выходов досилурийских пород, преобладании силурийско-девонского флиша и раннекарбоновом возрасте заключительных деформаций.

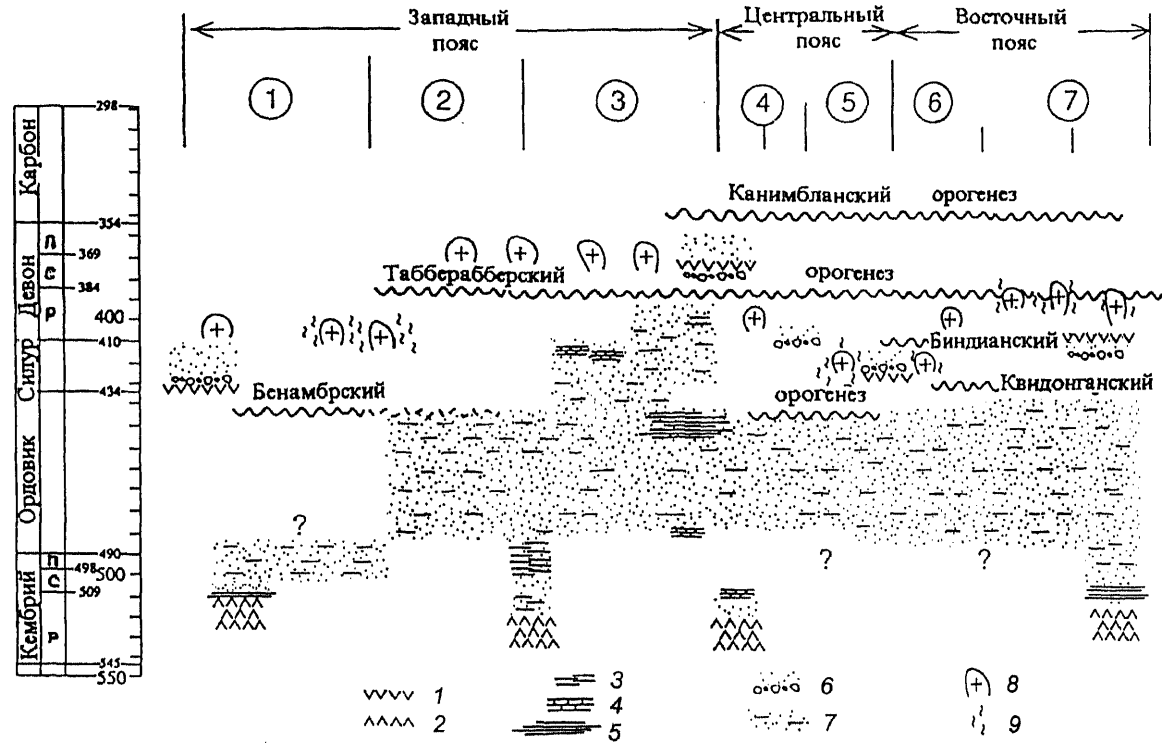


Рис. 9-5. Пространственно-временная диаграмма для Лахланской системы (по Д.Р.Грэю и др.)

Дианрамма показывает время проявления и распределение исторических "орогенных" событий в Лахланской системе на широте 37,5°. Орогенные события определены и их рубежи установлены по несогласиям в разрезе. Распределение осадочных отложений, их природа и время проявления плутонизма также показаны. *1* – островодужные вулканиты; *2* – офиолиты; *3* – силициты; *4* – карбонаты; *5* – пелиты; *6* – псефиты; *7* – псаммиты и пелиты; *8* – плутоны гранитоидов; *9* – метаморфизм

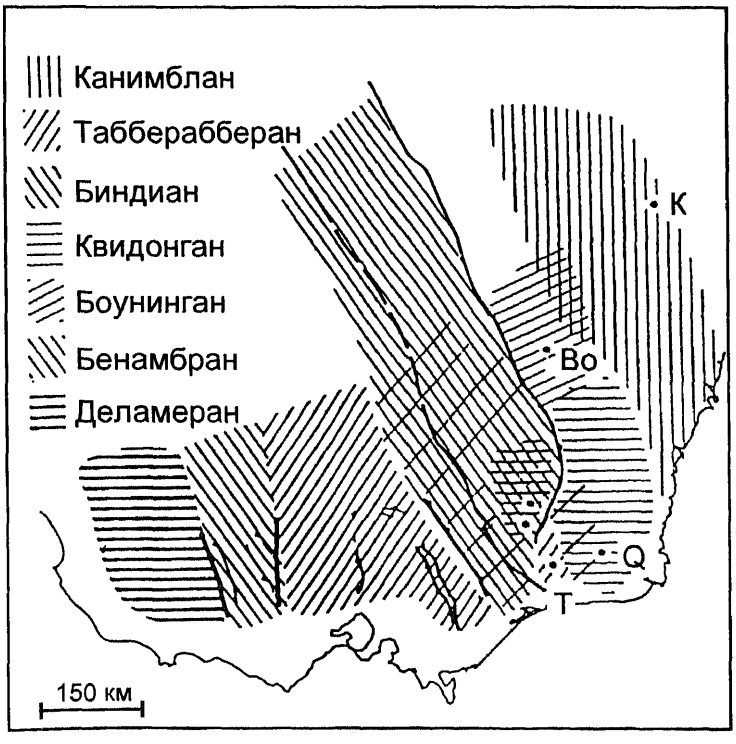


Рис. 9-6. Географическое распределение отдельных исторических "орогенических" сжатий в Лахланском складчатом поясе (по Д.Р.Грэю и др.)

Жирными показаны разломы и главные тектонические границы, буквами обозначены типовые местности проявления несогласий: T – Табберабберa (Табберабберан); Q – Квидонг (Квидонган), Bo – г. Боунинг (Боунинган), K – долина Канимбла (Канимблан)

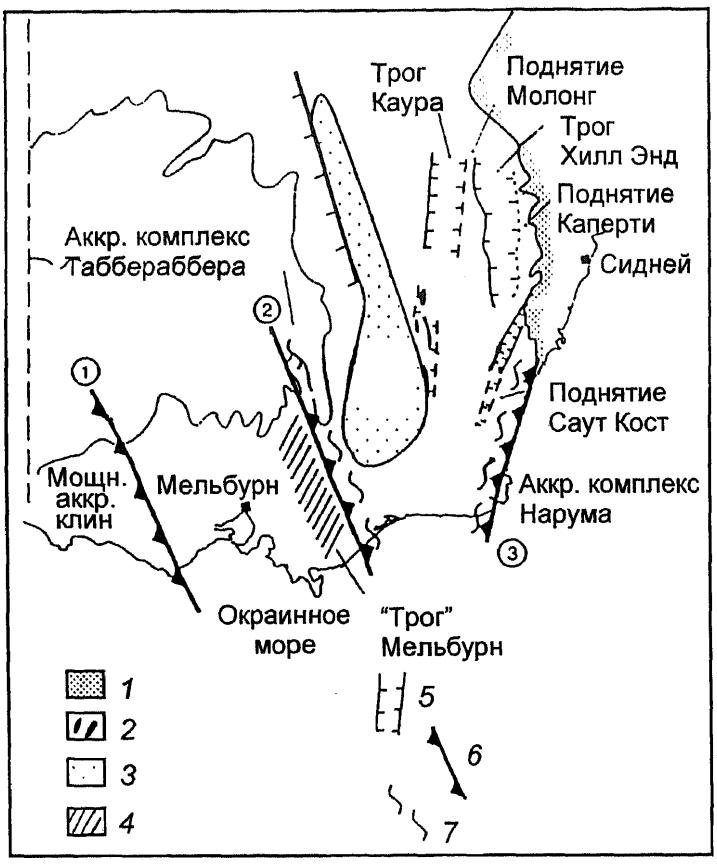


Рис. 9-7. Карта плитно-тектонической интерпретации тектонической эволюции Лахланского складчатого пояса в силуре (по Д.Р.Грэю)

Три зоны субдукции предполагаются в пределах сложной океанской обстановки типа юго-запада Тихого океана. Зоны субдукции намечены на основании вергентности внутри осадочных клиньев, присутствия меланжа и текстуры параллельной слоистости. Положение зон субдукции не фиксировано, они мигрируют по отношению друг к другу. *1* – пермо-триасовый чехол; *2* – среднесилурийские (?) офиолиты; *3* – раннесилурийский метаморфический комплекс; *4* – силурийско-раннедевонская турбидитовая седиментация; *5* – троги растяжения/бассейны; *6* – зоны субдукции; *7* – аккреционные призмы

Восточная мегазона Тасманского пояса известна как *Новоанглийская система*. Она простирается вдоль побережья Нового Южного Уэльса и Квинсленда и отделена от Лахланской системы (в широком смысле) *Сидней-Боуэнским прогибом*, заполненным пермско-триасовым молассовым комплексом, существенно угленосным в своей пермской части. Этот прогиб обычно рассматривается как передовой по отношению к Новоанглийской системе, которая на него надвинута с востока, а выполнение прогиба смято в пологие конседиментационные складки. В составе Новоанглийской системы можно различить две зоны – западную, сложенную в основном отложениями девона – нижнего карбона и консолидированную в течение среднего–позднего карбона и начала перми орогенезом Хантер, и восточную, в которой морское осадконакопление продолжалось в перми и раннем триасе и завершилось орогенезом Боуэн в среднем триасе. Основными структурными элементами западной зоны являются вулканическая дуга и сопряженный с ней с востока прогиб. Восточная зона полого надвинута на западную; в широкой полосе этого надвига развит меланж, который сравнивают с франциканским меланжем Калифорнии. Он так же содержит фрагменты офиолитов и глаукофановых сланцев. Структура этой зоны крайне сложная, метаморфизм местами довольно высокий. В конце карбона восточная часть системы была охвачена интенсивно проявленным средним и кислым вулканизмом и гранитоидным плутонизмом, который распространился и на северную часть Лахланской системы и

даже на краевой Джорджтаунский массив платформы. В восточной части системы преобладают более молодые, пермо-триасовые гранитные плутоны.

9.2.2. Структура платформенного чехла Восточной Австралии

По мере кратонизации Тасманского пояса, которая скачками продвигалась с запада на восток, на ее фоне в том же порядке возникали наложенные рифтогенные прогибы. В пределах Лахланской системы, во впадине Дарлинг отложения верхнего девона – нижнего карбона залегают уже весьма полого, но по составу отвечают скорее молассе. Собственно платформенный чехол начинает формироваться в перми; он выполняет отдельные впадины, в том числе на о-ве Тасмания, и представлен континентальными, частично угленосными отложениями, включающими и триас. В юре формируется крупнейшая, 2000 км в поперечнике, *синеклиза Большого Артезианского бассейна* в центре Восточной Австралии, которая продолжает развиваться в мелу и более медленно в кайнозое; морскими в ее разрезе мощностью 3 км являются лишь нижнемеловые отложения. Выполнение бассейна деформировано весьма слабо, отражая дислокации палеозойского складчатого основания. Порог Юрока отделяет Большой Артезианский бассейн от *синеклизы залива Карпентария*, также заложенной в средней юре, но уже целиком на докембрийском фундаменте. К югу от Большого Артезианского бассейна лежит *синеклиза Марри*, выполненная кайнозойскими отложениями, но перекрывающая меньший по размеру пермский и раннемеловой прогибы. Еще южнее в той же полосе опусканий расположена *синеклиза Бассова пролива*, отделяющего о-в Тасманию от материка. На южном побережье последнего вдоль северной периферии синеклизы простираются широтные рифтогенные *прогибы Гамбье–Отвей–Гипсленд*, зародившиеся в раннем мелу, но наиболее энергично погружавшиеся в кайнозое.

Самым южным звеном этой полосы меридиональных опусканий является *Тасманская синеклиза*, занимающая центральную и юго-восточную части острова и выполненная континентальными пермо-триасовыми отложениями, вмещающими силлы долеритов раннеюрского возраста.

С востока эта полоса ограничивается на континенте зоной поднятий, простирающейся параллельно современному берегу и несколько наискось к простиранию структур Тасманского пояса. Эта зона усилила свое поднятие в кайнозое, дав начало в неогене так называемому Главному Водораздельному хребту. Поднятие сопровождалось вспышкой щелочно-базальтового вулканизма. Но еще значительно раньше, в юре и раннем мелу в современной прибрежной полосе возникли рифтогенные впадины и проявился известково-щелочной и щелочной эффузивный и интрузивный магматизм, предшествуя раскрытию Тасманова моря в позднем мелу.

9.3. Основные этапы формирования Австралийского континента

Развитие Австралии в *архее* было сходно с развитием других континентов, особенно Южной Африки. Древнейшим ядром будущего континента является эократон Пилбара, по времени своей консолидации – около 3,0 млрд лет т.н., сходный с Каапвальским кратоном Южной Африки и первоначально, возможно, составлявший с ним одно целое (см. гл.7). Другие выступы архея Австралии испытали кратонизацию лишь в конце архея. Можно предполагать, что эта кратонизация охватила всю будущую древнюю платформу и что последняя вошла в это время в состав первой, эпиархейской Пангеи. В первой половине *раннего протерозоя*, до 2,2–2,0 млрд лет т.н., платформа сохраняла монолитность и приподнятое положение, но свидетельством начала ее раскалывания являются рои даек, развитые в эократонах Пилбара и Йилгарн (рис.9-8). Во второй половине раннего протерозоя процесс распада первой Пангеи привел к образованию сложной сети подвижных систем (см. рис.9-8), разделенных сохранившими стабильность блоками архейской коры (часть из них – Кимберли, Стёрт, позже оказались погребенными под рифейским чехлом). Раннепротерозойские подвижные системы несомненно заложились на архейской континентальной коре в процессе ее рифтинга, но остается неясным, каков был масштаб растяжения и привел ли он к новообразованию океанской коры, т.е. спредингу. Отсутствие выходов офиолитов не позволяет утверждать последнее; однако образование мощных вулкано-плутонических поясов на заключительной стадии развития этих протогеосинклиналей заставляет предполагать проявление субдукции если не настоящей океанской, то хотя бы субокеанской коры.

Еще более широко магматизм проявился в конце раннего – начале *среднего протерозоя* – 1,7–1,5 млрд лет т.н. (см. рис.9-8), в эпоху новой кратонизации, формирования новой Пангеи. Однако и эта кратонизация не привела к установлению платформенного режима на всей площади будущей платформы. В раннем рифее (см. рис.9-8) еще продолжалось активное развитие системы Маунт-Айза и окраин блоков Гоулер и Вильяма, а широтный пояс Патерсон-Масгрейв, и его ветвь – пояс Олбэни-Фрейзер, сохраняли высокую подвижность, подвергаясь деформациям, гранитизации

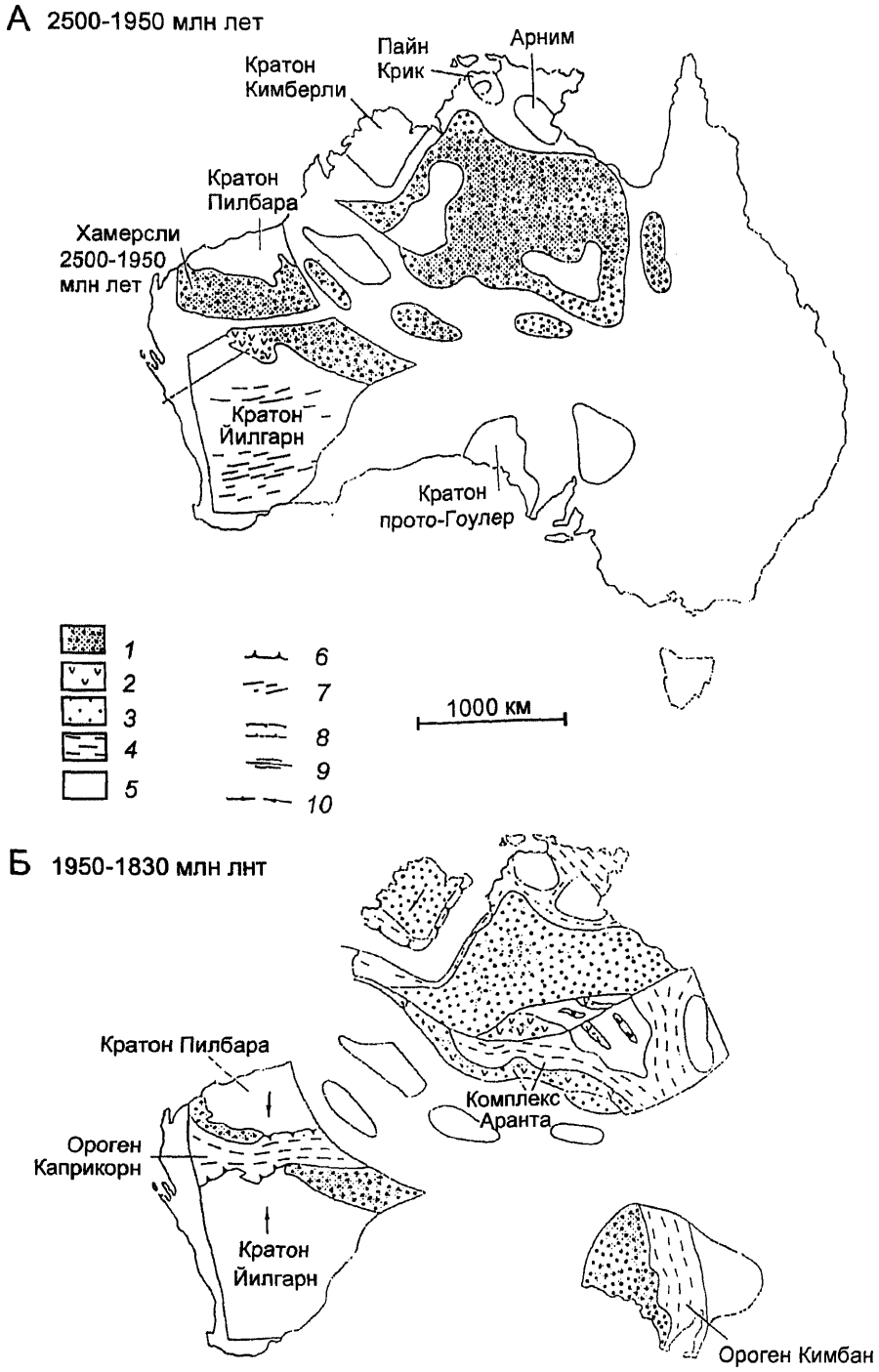


Рис. 9-8. Палеотектонические схемы протерозоя Австралии (по Дж.Майерсу и др.)

1 – осадочные породы; *2* – вулканические породы; *3* – граниты; *4* – орогенная активность; *5* – континентальная кора древнее рассматриваемого интервала; *6* – надвиги; *7* – дайки; *8* – рифты; *9* – сдвиговые перемещения; *10* – направление горизонтального перемещения. А – 2500–1950 млн лет: фрагменты архейской коры, расчлененные рифтами. Пространства, оставленные на карте белыми, отвечают пробелам неизвестной площади и в основном занятым океанской корой. Относительное и абсолютное положение фрагментов коры к настоящему времени остается неизвестным; Б – 1950–1830 млн лет: сочленение Северо-, Южно- и Западно-Австралийского кратонов путем амальгамации фрагментов архейской коры; В – 1830–1700 млн лет: интракратонные деформации и аккреция центральноавтралийских террейнов; Г – 1700–1600 млн лет: аккреция Южно- и Северо-Австралийского кратонов и внутрикратонные деформации; Д – 1600–1450 млн лет: интракратонные деформации и аккреция центральноавтралийских террейнов; интенсивный магматизм на Южно-Австралийском кратоне; Е – сборка австралийских кратонов, становящихся частью Родинии

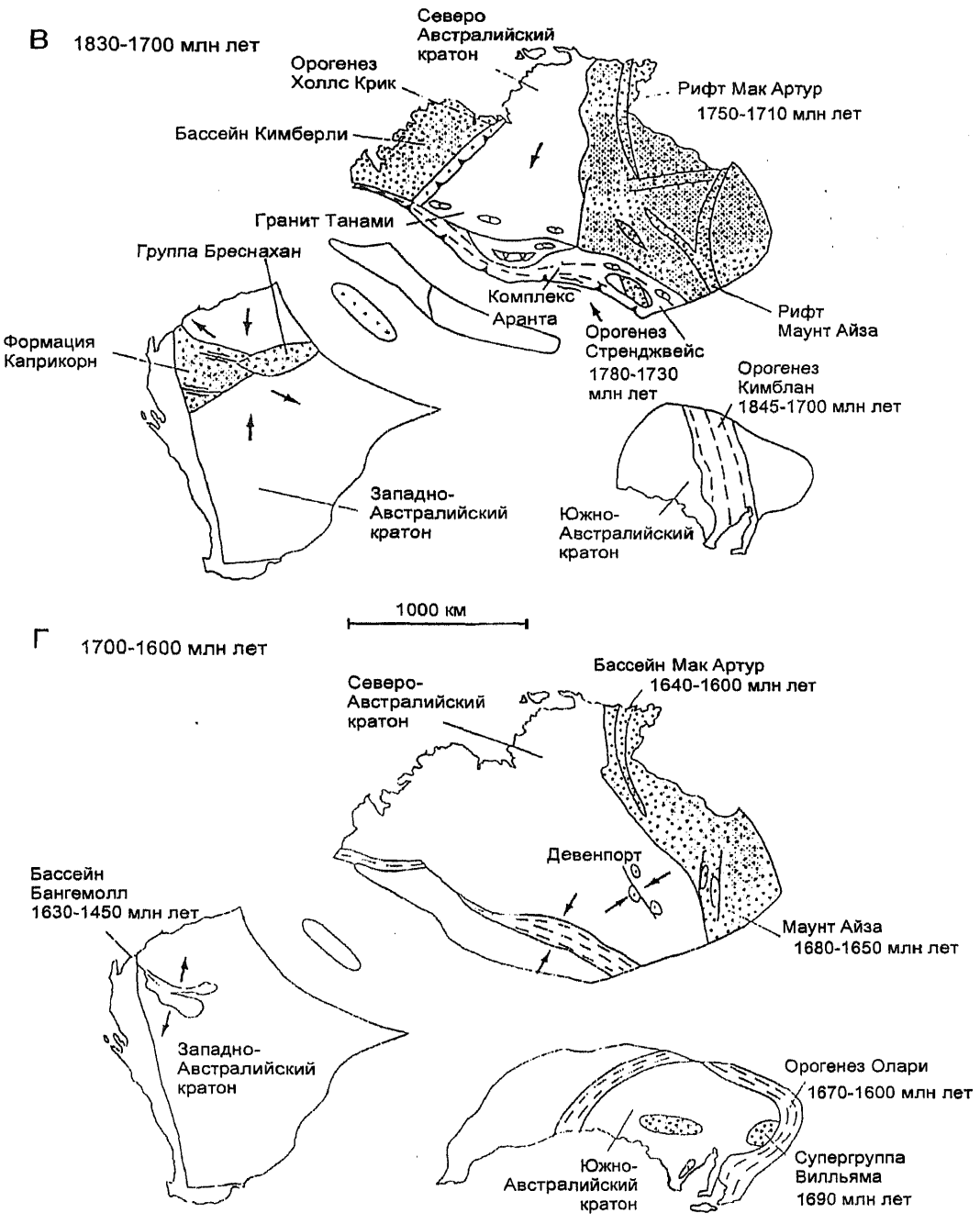


Рис. 9-8 (*продолжение*)

и глубокому метаморфизму почти вплоть до конца среднего протерозоя, до гренвильской эпохи (см. рис.9-8). Уже в самом конце протерозоя, перед кембрием, интенсивным деформациям подверглось южное обрамление авлакогена Амадиес, возникшего в начале позднего протерозоя в той же широтной подвижной полосе, посередине пересекающей Австралийскую платформу. Продолжающая к юго-востоку этот авлакоген интракратонная, а на юге перикратонная система Аделаида завершила свое активное развитие еще позднее, в конце кембрия – начале ордовика. К этому времени Австралия уже вошла в состав Гондваны. Но до этого, в *позднем протерозое* она составляла часть Восточной Гондваны вместе с Индией и Антарктидой

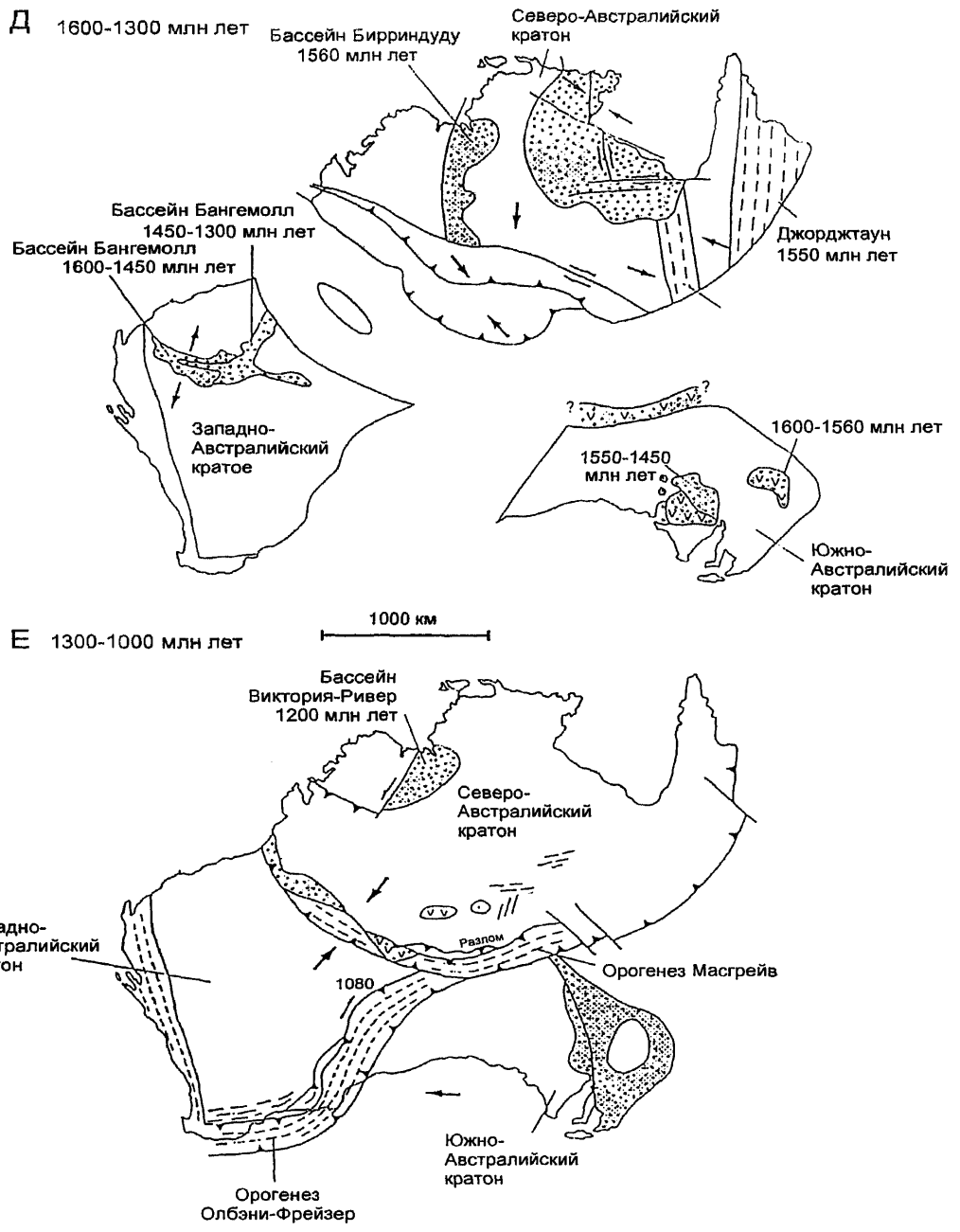


Рис. 9-8 (окончание)

и, по новейшим представлениям, сочленялась своим современным восточным краем с Северной Америкой (Лаврентией), входя в состав другого суперконтинента – Родинии.

В середине неопротерозоя, около 750–725 млн лет т.н., начался распад Родинии с отделением Восточной Гондваны от Северной Америки и образованием между ними пра-Тихого океана. Это событие предварялось континентальным рифтингом, проявленным на австралийской стороне в системе Аделаида. Тихоокеанская окраина Гондваны начала развиваться в активном режиме, что и привело в австралийском сегменте к образованию Тасманского подвижного пояса с его вулканическими дугами, окраинными морями, междуговыми и другими прогибами. Развитие пояса выражалось в последовательной аккреции этих структурных элементов к находившемуся на западе (в современных координатах) континенту. Процесс этот шел скачко-

образно, с чередованием эпох сжатия (вероятно более кратковременных) и растяжения. Наиболее крупными эпохами сжатия явились позднедевонско-раннекарбоновая, знаменовавшая окончание активного развития Лахланской системы и авлакогена Амадиес, позднекарбоновая – затронувшая западную зону Новоанглийской системы, и, наконец, пермско-среднетриасовая, закончившаяся становлением сложной структуры последней, по стилю (широкое проявление обдукции – покровной тектоники) заметно отличающаяся от Лахланской. Дальнейшее развитие данного сегмента активной окраины Гондваны продолжалось уже за пределами современного Австралийского континента, о нем можно судить по Новой Зеландии и Новой Каледонии (см. раздел 9.4), но некоторые участки позднепалеозойско-раннемезозойской Новоанглийской системы при распаде Гондваны были отторгнуты от континента и так же оказались за его пределами (плато Квинсленд, микроконтинент Лорд Хау, западная зона Южного о-ва Новой Зеландии). По мере отмирания орогенного режима в Тасманском поясе на значительной его площади началось накопление платформенного чехла, сначала в отдельных рифтогенных впадинах, а затем в крупных и плоских синеклизах Большого Артезианского бассейна и залива Карпентария. А на востоке пояса активно проявлялся магматизм – в позднем мезозое известково-щелочной и субщелочной, как эффузивный, так и интрузивный, а в кайнозое – щелочно-базальтовый, но это уже было непосредственно связано с распадом Гондваны, приведшим в конечном счете к обособлению Австралийского континента.

Процесс этот начался, как обычно, с возникновения в начале юры системы континентальных рифтов, обозначивших контуры будущего самостоятельного континента (рис.9-9). В начале поздней юры, в оксфорде, начался спрединг в котловине Арго у северо-западного обережья Австралии; в валанжине континентальный рифт образовался на месте будущего раскола Австралии и Антарктиды и распространился к югу вдоль западной окраины Австралии, в апте здесь начался спрединг, приведший к отделению Австралии от Индии с ее северным обрамлением («Большая Индия»). При этом от Австралийского материка откалывались глыбы континентальной коры, создавшие краевые плато – Эксмут, Скотт и другие, а между ними обособились глубокие рифтовые троги, позже превратившиеся в прогибы. В начале позднего мела рифтинг начинается на восточной окраине материка, предваряя раскрытие Тасманова моря, начавшееся в сантоне, практически одновременно с началом спрединга между Австралией и Антарктидой. В палеоцене начинается раскрытие Кораллова моря, определившее северо-восточную окраину Австралии, включавшую и подводное плато Квинсленд. Однако этот спрединг вскоре, уже в начале эоцена, заканчивается, одновременно со спредингом в Тасмановом море. Таким образом, контуры Австралийского континента вполне определились к среднему эоцену; они включали и большую часть о-ва Новая Гвинея с шельфовым Арафурским морем и заливом Карпентария. В дальнейшем продолжалось спрединговое отодвигание Австралии от Антарктиды и постепенный подъем поверхности континента.

9.4. Тихоокеанская окраина Австралии. Меланезия

Широкое, до 3,8 тыс. км, пространство к востоку от Австралии, отделяющее этот материк от открытого Тихого океана, имеет весьма сложное устройство и включает очень разнородные тектонические элементы (рис.9-10). Непосредственно к материку на северо-востоке примыкает *Квинслендское краевое подводное плато* с глубинами в 2 и менее километров и мощностью коры в 20–25 км, из которых менее 2 км приходится на осадочный чехол, а ее консолидированная часть принадлежит, очевидно, тому же тасманскому палеозойскому комплексу, что и выступающий по соседству на материке. Погружение плато началось, по данным бурения, в эоцене, примерно одновременно с раскрытием соседнего Кораллового моря (см. ниже). Плато отделено от материка узким трогом глубиной до 3 км, на его западном склоне протягивается знаменитый Большой Барьерный риф.

Впадина Кораллового моря расположена к северо-востоку от Квинслендского плато, между ним и п-вом Папуа Новой Гвинеи и архипелагом Луизиада. Она вытянута в западо-северо-западном направлении и достигает в глубину 4,6 км. Ее подстилает типичная океанская кора, в которой установлена система магнитных аномалий А23–А24, указывающая на позднепалеоценовый–раннеэоценовый возраст, который подтвержден и бурением.

На юге Коралловое море через трансформный разлом северо-восточного простирания смыкается с более широким, более глубоким (>5 км), несколько более древним *Тасмановым морем*. Последнее примыкает на северо-востоке к Квинслендскому плато, а южнее непосредственно к Австралийскому материку и о-ву Тасмания, а на востоке его ограничением служит крупное подводное поднятие Лорд-Хау. Развитая в Тасмановом море система магнитных аномалий, от А33 до А24, указывает на его образование в интервале 82–52 млн лет т.н., т.е. в сеноне и раннем палеогене.

Поднятие Лорд-Хау представляет типичный микроконтинент. Оно вытянуто в меридиональном направлении и на юге достигает Южного о-ва Новой Зелан-

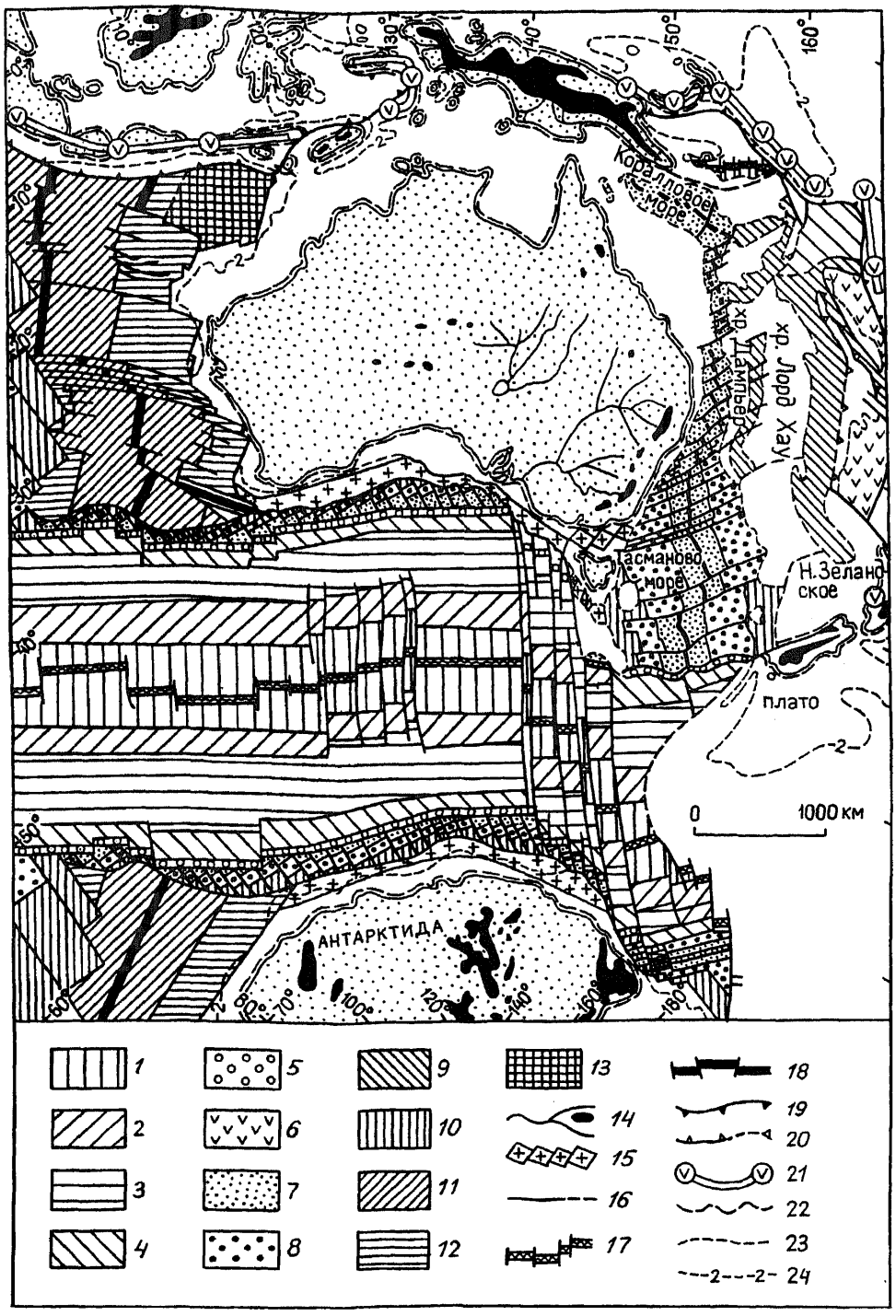


Рис. 9-9. Спрединг морского дна вокруг Австралии (из книги «Геологическая эволюция Нового Южного Уэльса»)

Возраст океанской коры: *1* – 10–0 млн лет – поздний миоцен – голоцен, *2* – 20–10 млн лет – миоцен, *3* –32–20 млн лет – ранний олигоцен – ранний миоцен, *4* – 45–32 млн лет – средний эоцен, *5* – 49–45 млн лет – средний эоцен, *6* – 49–45 млн лет – возможно, средний эоцен *7* – 64–49 млн лет – ранний палеоцен – ранний эоцен, *8* – 83–64 млн лет – подний мел – ранний палеоцен, *9* – 86–64 млн лет – поздний мел – ранний палеоцен, *10* – 96–83 млн лет – поздний мел, *11* – 118–96 млн лет – ранний–поздний мел, *12* – 132,5–118 млн лет – ранний мел, *13* – 158–132,5 млн лет – юра – ранний мел; *14* – дренаж суши >1 км; *15* – комплекс рифтовых долин; *16* – зоны разломов (трансформные разломы); *17* – спрединговые хребты; *18* – древние спрединговые хребты; *19* – активные зоны субдукции; *20* – древние зоны субдукции; *21* – магматические дуги; *22* – береговая линия; *23* – граница континентальной и океанской коры; *24* – изобата 2 км

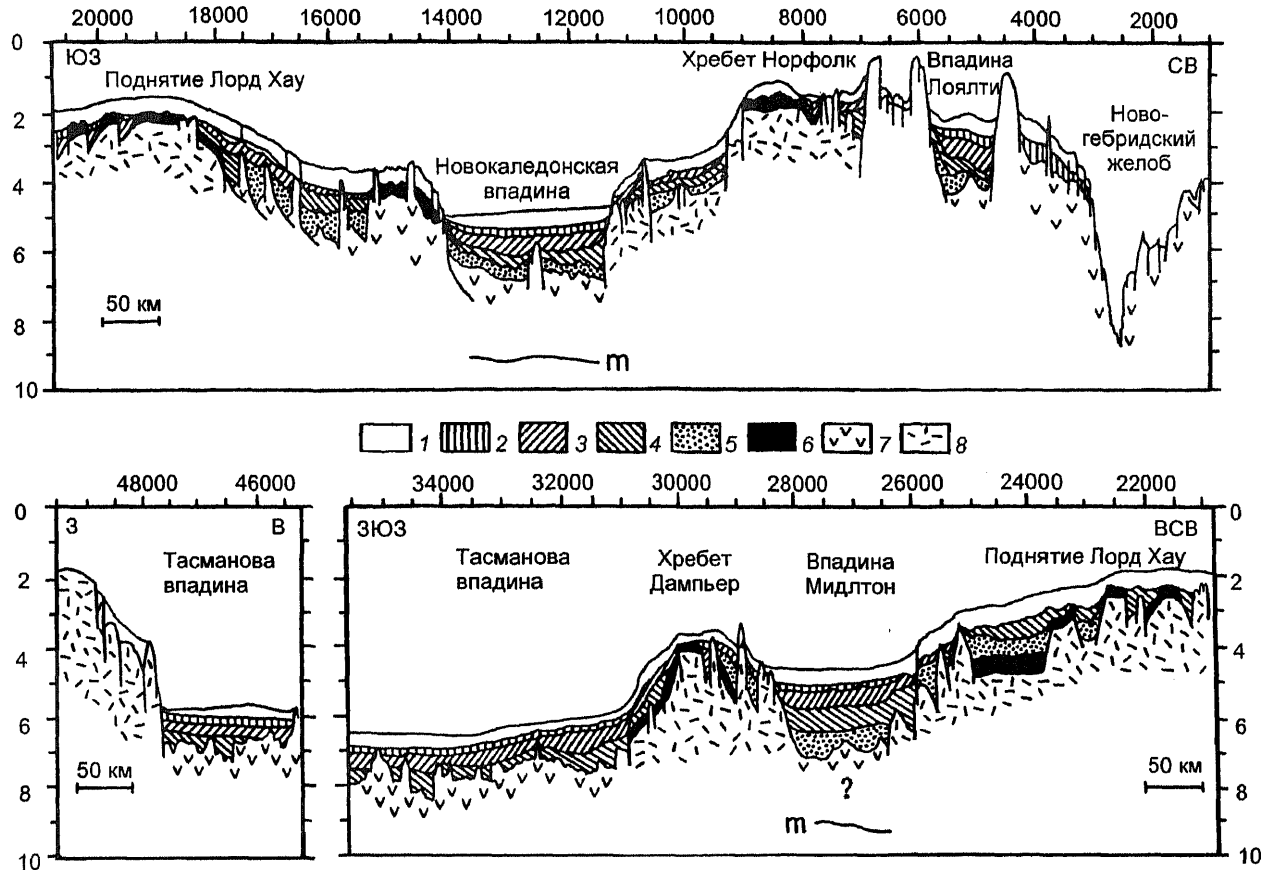


Рис. 9-10. Предварительная интерпретация профиля LHRNC-D между дугой Новых Гебрид и окраиной Австралии (по И.Лафой и др.)

1 – континентальный фундамент; *2* – океанская кора; *3–8* – отложения: *3* – домеловые, *4* – нижне- и верхнемеловые, *5* – верхнемеловые–верхнепалеоценовые, *6* – верхнепалеоценовые–верхнеэоценовые, *7* – верхнеэоценовые–верхнеолигоценовые, *8* – верхнеолигоценовые–современные. Вертикальный масштаб увеличен в 40 раз по отношению к горизонтальному

дии. На востоке его сопровождает узкая *Новокаледонская котловина* глубиной более 3 км и с корой океанского или переходного типа мощностью 8–10 км. Она отделяет поднятие Лорд-Хау от о-ва Новая Каледония и лежащего на его продолжении подводного хребта Норфолк. Само поднятие Лорд-Хау подстилается корой мощностью от 16–20 км на севере до 26–28 км на юге, консолидирования часть которой имеет, очевидно, тот же возраст, что и кора Тасманид и западной мегазоны Новой Зеландии, а осадочный чехол мощностью до 1,5 км включает маастрихтские риолиты, карбонаты верхов мела и кайнозоя; имеются и выступающие на островах вулканиты.

Остальная площадь рассматриваемой окраины Австралии относится к собственно Меланезии и в ней обычно выделяют две зоны островных дуг – Внутреннюю и Внешнюю Меланезийские, более древнюю и более молодую.

9.4.1. Внутренняя Меланезийская дуга

Дуга включает о-в Новая Гвинея (частично, см. ниже), о-в Новая Каледония с хр. Норфолк и о-ва Новой Зеландии.

Юго-западная часть о-ва Новая Гвинея образует, как отмечалось выше, северное продолжение древней Австралийской платформы. На северо-западе (п-ов Фогелкоп) и юго-востоке (Папуа) ее окаймляет продолжение Тасманского палеозойского складчатого пояса.

Оно представлено здесь среднепалеозойским метаморфическим комплексом, несогласно перекрытым верхнепалеозойской паралической терригенной формацией и прорванным гранитоидами пермско-триасового возраста. Зона герцинской складчатости ограничена на севере разломами, входящими в систему сдвига Соронг.

Палеозойский комплекс местами перекрыт маломощным осадочным чехлом, который к северу, в южных предгорьях Главного хребта острова, резко возрастает в мощности, но остается сложенным мелководно-морскими мелкообломочными отложениями. В Центральной, высокогорной зоне острова развиты глубоководные терригенные отложения мела и нижнего палеогена, образованные, очевидно, в условиях континентального склона и подножья. Среди них присутствуют базальты и вулканиты среднего состава. Все эти образования метаморфизованы в зеленосланцевой, но отчасти и амфиболитовой и глаукофановой фациях; имеются и эклогиты. Деформации и метаморфизм начались здесь в позднем эоцене и продолжались до середины миоцена. Выходы подобных же метаморфитов продолжаются на п-ове Папуа, а северо-восточнее на о-вах Д'Антркасто и Луизиада. В северо-восточной же части п-ова Папуа этот метаморфический комплекс тектонически перекрывается обдуцированным на него со стороны Соломонова моря мощным офиолитовым покровом. По мощности, достигающей 12–16 км, цельности и полноте разреза офиолитовой ассоциации это один из лучших объектов такого рода в мире, наряду с оманским и кипрским. Папуанский офиолитовый покров прорван нижнеэоценовыми тоналитами и перекрыт среднеэоценовыми андезитами и их пирокластами.

Северо-западное продолжение Папуанского офиолитового пояса прослеживается вдоль северо-восточного побережья Новой Гвинеи, прерываясь субширотными сдвигами, вплоть до п-ова Фогелкоп и архипелага Хальмахера. Вдоль самого берега и на прилегающих островах простирается наложенная на офиолитовый пояс зона миоцен-четвертичного известково-щелочного вулканизма. Другой вулкано-плутонический пояс того же возраста наложен в основном на Центрально-Новогвинейскую зону. Между этими поясами в миоцене возникла цепочка межгорных молассовых впадин, мощность осадков в которых местами превышает 5 км; они испытали в конце миоцена складчато-надвиговые деформации и новое погружение в плиоцене.

Следующим звеном Внутренней Меланезийской дуги является *о-в Новая Каледония*, отстоящий на 1800 км от Новой Гвинеи и 1500 км от архипелага Луизиада. В строении острова, длиной в 800 и шириной ~70 км, различают три комплекса. Нижний из них, автохтонный, включает в своем основании метаморфический комплекс предположительно среднепалеозойского возраста, образованный по терригенным и вулканогенным породам и несогласно перекрытый пермскими вулканитами, от основных до кислых, и далее триасом и юрой, терригенными и слабо угленосными на юго-западном хребте и вулканогенно-обломочными в Центральном хребте острова. Эти отложения в конце юры – начале мела испытали интенсивные деформации с образованием изоклинальных складок северо-восточной вергентности и в Главном хребте – метаморфизм высоких давлений, после чего были перекрыты маломощным паралическим угленосным верхним мелом, кремнисто-карбонатным нижним палеогеном и среднеэоценовым флишем. На этот автохтон в Центральном хребте надвинут с северо-востока второй комплекс, состоящий из интенсивно дислоцированных и метаморфизованных в зеленосланцевой, амфиболитовой или глаукофановой фациях граувакк, сланцев и базальтов верхнего мела – нижнего палеогена, вмещающих интрузии диоритов. Возраст метаморфизма данного комплекса – средний–поздний эоцен.

Образования двух предыдущих комплексов тектонически перекрыты, как и на Новой Гвинее, мощным офиолитовым покровом. Возраст офиолитов определяется как позднемеловой–раннепалеогеновый, а возраст его надвигания как позднеэоценовый-раннеолигоценовый. Неоавтохтон острова образован известняками и обломочными осадками миоцен-четвертичного возраста.

Юго-восточным продолжением Новой Каледонии служит подводный хребет Норфолк, на юге примыкающий к о-ву Северному *Новой Зеландии*. Острова, составляющие Новую Зеландию, возвышаются на континентальном цоколе, включающем на юго-востоке подводное краевое Новозеландское плато, состоящее из поднятия Четем и плато Кемпбелл, разделенных трогом Баунти. Общая структура Новой Зеландии выглядит в виде слабо выпуклой к юго-востоку и раздваивающейся на севере дуги, косо пересеченной крупным правым сдвигом – так называемым Альпийским разломом с амплитудой по домеловым отложениям порядка 480 км (рис.9-11).

В структуре Новой Зеландии выделяется три комплекса. Нижний охватывает образования от кембрия до девона, деформированные орогенезом Тухуа. Он выступает на западе и юге о-ва Южного; наиболее древними в его составе являются метаморфиты с венд-среднекембрийскими акритархами, образованные по граувакам и аргиллитам с подчиненными мраморами, туфами и конгломератами. Метаморфизм местами достигает амфиболитовой и даже гранулитовой фации. Содержащие определимую фауну отложения среднего кембрия – нижнего девона представлены на западе аркозами, известняками, кварцитами, графитистыми

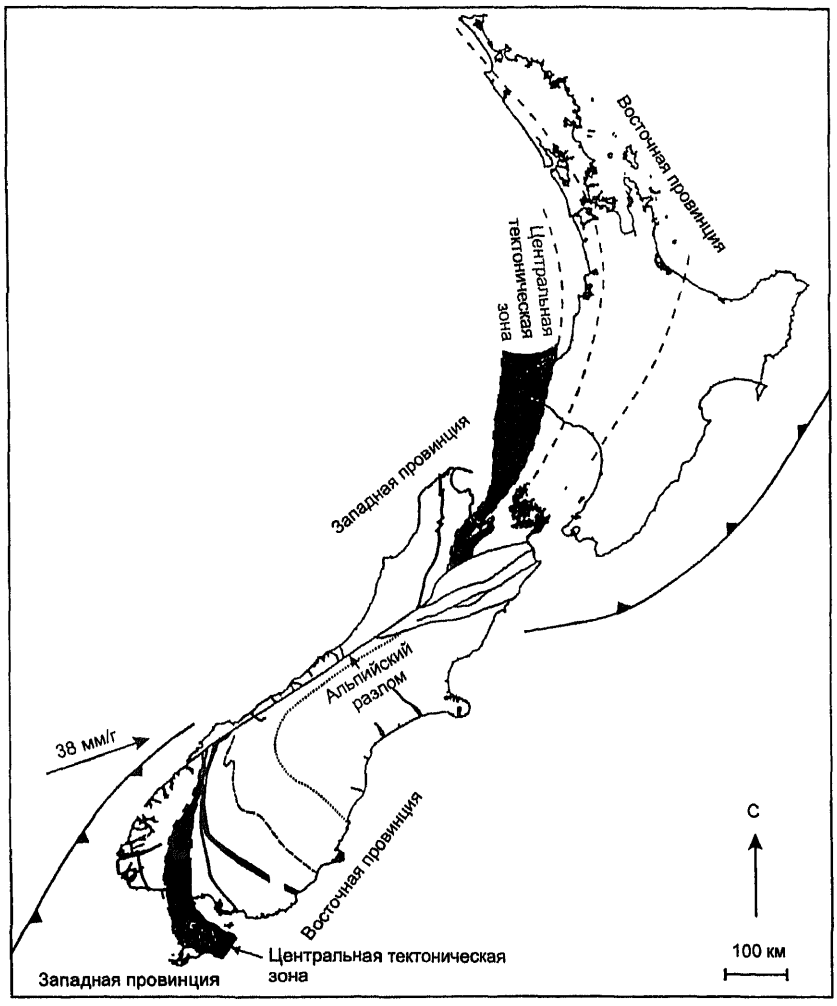


Рис. 9-11. Террейны фундамента Новой Зеландии (по Р.Сезерленду)

сланцами, а на востоке вулканитами основного–среднего состава, перекрываемыми верхнеордовикскими известняками. Отложения эти интенсивно дислоцированы и метаморфизованы, особенно в восточной зоне, которая испытала надвигание и даже шарьирование на западную зону. Деформации начались еще в середине кембрия, возобновились в позднем силуре и достигли кульминации в среднем–позднем девоне, т.е. примерно тогда же, когда и в Лахланской системе Австралии. Девонский орогенез сопровождался метаморфизмом и внедрением гранитоидов с возрастом 370–350 млн лет. Начиная с позднего палеозоя область, затронутая орогенезом Тухуа, представляла устойчивое поднятие. Вдоль его восточного края на породы комплекса Тухуа несогласно наложен позднепалеозойский краевой вулканический пояс, на который в середине перми были обдуцированы офиолиты. Восточнее располагался перикеанский прогиб, в котором в поздней перми, триасе и юре накопилось 10–12 км мелководных вулканогенно-обломочных осадков. В начале мела они были смяты в крутые складки и в современной структуре слагают крупный синклинальный прогиб.

Последний сменяется к востоку на о-ве Северном и северо-востоку на о-ве Южном антиклинорным поднятием, в котором выступает мощная толща верхнепалеозойских и триасово-юрских вулканокластических граувакк, аргиллитов, турбидитов и в верхнем палеозое – кремней и основных вулканитов, чрезвычайно интенсивно дислоцированная вплоть до образования шарьяжей восточной вергентности и испытавшая зональный метаморфизм в эпоху Рангитата.

Офиолиты, надвинутые на смежную с запада зону, могли представлять основание разреза толщи, слагающей данную зону. Последняя окаймляется с востока,

в пределах восточного побережья Северного острова и северо-востока Южного острова новой синклинорной зоной, отвечающей остаточному (после орогенеза Рангитата) прогибу, продолжавшему погружаться до середины мела и накопившему наиболее полный разрез флишоидной терригенной формации Торлесс, смятой в сложные изоклинальные складки восточной вергентности, но испытавшей лишь слабый метаморфизм.

Наиболее восточным элементом структуры Новой Зеландии является следующая антиклинорная зона, занимающая центральный отрезок восточного побережья острова и разворачивающаяся на севере к востоку в направлении подводного поднятия Четем, где слагающие ее сланцы низов разреза верхнепалеозойско-нижнемезозойского комплекса обнажаются на мелких островах.

В итоге орогенеза Рангитата центральная часть Новой Зеландии оказалась втянутой в поднятие, достигшее кульминации в начале позднего мела. Исключение составили тихоокеанское, отчасти тасманское побережья и северо-запад Северного острова. Но далее оно сменилось трансгрессией с максимумом в олигоцене. А в миоцене начался новый приступ деформаций – орогенез Кайкура, приведший к значительной перестройке структурого плана Новой Зеландии. Деформации этой эпохи носили сложный характер, и в них большую роль играли смещения вдоль Альпийского разлома, зародившегося, возможно, еще в конце эпохи Рангитата. Сдвиг сочетался с субдукцией на проходившей через Новую Зеландию границе Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит, направленной к северо-западу в районе Северного острова, окаймленного желобом Хикуранги, и к юго-востоку в районе Южного острова и на его южном продолжении в гряде Маккуори в океане. Поэтому деформации были связаны с транспрессией или транстенсией. Они выразились в основном блоковыми смещениями на западе обоих островов, сводовым поднятием в центре Южного острова, которому он обязан своим высокогорным рельефом (скорость современных поднятий достигает 10–12 мм/год), сдвиговыми смещениями вдоль Альпийского разлома (современная скорость 20 мм/год) и, наконец, опусканиями до 5 и более километров с образованием молассовых впадин.

На этом фоне произошла мощная вспышка наземного вулканизма, в основном в двух зонах на севере Северного острова. Одна из них – Коромандельская, была активна в неогене, другая – Таупо, активна и в современную эпоху. Зона Таупо сопряжена с зоной субдукции, наклоненной под Северный остров от желоба Хикуранги под углом 12° в верхней и 50° в нижней части, и отстоит на 200–270 км от оси желоба. Состав вулканитов обеих зон известково-щелочной, от андезитов до риолитов и игнимбритов; западнее появляются базальты.

Структурные зоны Новой Зеландии находят свое юго-восточное продолжение в пределах Новозеландского подводного плато, где они приобретают близширотное простирание, а затем обрезаются разломами, отделяющими плато от ложа Тихого океана. Выше уже говорилось, что поднятие Четем представляет продолжение восточной антиклинорной зоны Кантербери. Что же касается плато Кемпбелл, то, судя по обнажениям на островах, его северная часть подстилается комплексом Рангитата, а южная – комплексом Тухуа.

Мощность земной коры достигает в центре Новой Зеландии 36 км, снижаясь до 20 км на плато Кемпбелл.

9.4.2. Внешняя Меланезийская дуга и окраинные моря Меланезии

Если Внутренняя Меланезийская дуга по своей первичной природе представляла собой окраину Гондваны, надстроенную в позднем палеозое – раннем мезозое краевым вулкано-плутоническим поясом, то Внешняя дуга Меланезии имеет совершенно иное происхождение и возраст. Это новообразованная структура, возникшая не ранее конца мела на океанской коре, первично принадлежавшей Тихоокеанской литосферной плите, а ныне представляющая широкую буферную зону между этой и Индо-Австралийской плитой, состоящую тектонически из вулканических дуг и окраинных морей, а геодинамически из нескольких (4 или 5) микроплит, зону, в которой весьма активно протекают процессы субдукции, спрединга, смещения по трансформным разломам и сдвигам, вулканизма и сейсмичности (рис.9-12).

От Каролинской и Тихоокеанской плит эта зона отделена на севере системой глубоководных желобов, простирающейся в западо-северо-западном направлении на 6 тыс. км и включающей, с запада на восток, Северо-Новогвинейский желоб, желоб Манус, Северо-Соломонов желоб и желоб Витязя. На востоке, между о-вами Фиджи и Самоа, к этой системе с юго-запада подходит, но с ней не смыкается другая система глубоководных желобов – Тонга-Кермадек-Хикуранги. Она сочленяется с Альпийским сдвигом Новой Зеландии и находит свое продолжение к югу от последней в желобе Пьюсегюр и гряде Маккуори.

Желоба северной системы, сочленяющиеся друг с другом под некоторым углом и распадающиеся на отдельные отрезки, обладают относительно небольшой глубиной, 5–6 км, и являются асейсмичными. Это дает основание полагать, что в современную эпоху субдукции вдоль них не происходит, хотя новейшие данные GPS относительно желоба Манус показывают обрат-

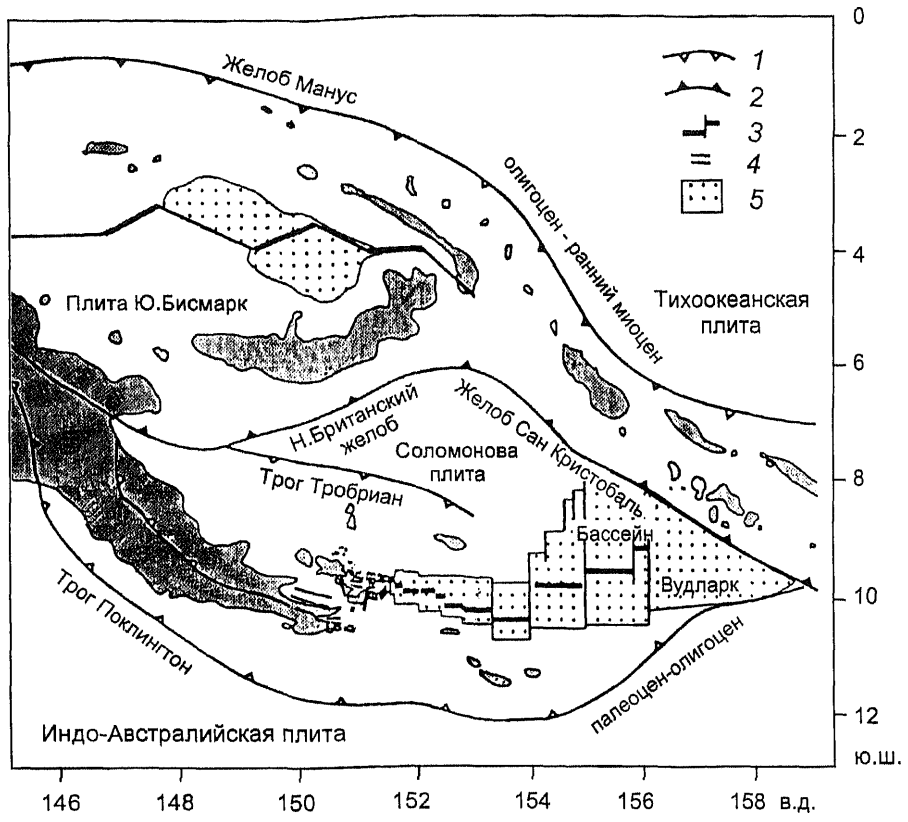


Рис. 9-12. Современные и древние границы микроплит в пограничной области между Индо-Австралийской и Тихоокеанской плитами (по Л.Зоненшайну) и распределение молодой (< 5 млн лет) океанской коры (по В.Бенешу и др.)
1 – зоны субдукции, утратившие активность; *2* – активные зоны субдукции; *3* – оси спрединга; *4* – риф; *5* – молодая океанская кора

ное – находящиеся к югу от него о-ва Манус и Новая Ирландия смещаются к северу, в направлении Тихоокеанской плиты со скоростью 5–8 мм/год. Как бы то ни было, основная активность этой системы желобов относится к олигоцену–миоцену, когда они представляли конвергентную границу Тихоокеанской и Индо-Австралийской плит с поддвигом первой под вторую.

К югу от только что описанной системы желобов простираются вулканические архипелаги, составляющие северо-западный фланг Внешней Меланезийской дуги. Крайнее западное положение занимает *архипелаг Бисмарка*, подковообразно охватывающий с востока окраинное *Новогвинейское море*, называемое также морем Бисмарка. Двумя главными островами архипелага являются Новая Ирландия на северо-востоке и Новая Британия на юго-востоке. Оба сложены известково-щелочными вулканитами от основных до средних, реже кислых, от эоцен-олигоценовых до четвертичных, есть и интрузии гранодиоритов. В архипелаге имеются кроме Новой Ирландии и современные действующие вулканы.

Котловина Новогвинейского моря отличается небольшой глубиной (~2,5 км) и сравнительно значительной, 19–21 км, мощностью коры. И то, и другое нетипично для окраинных морей, но в нем установлена ось спрединга, отрезки которой сочетаются с трансформными разломами в общую систему широтного простирания, делящую бассейн на две микроплиты – северную и южную. Южная микроплита ограничивается с юга дугообразной зоной субдукции, обрамляющей на востоке о-в Новая Британия, и западнее через залив Хюон продолжающейся в пределах Новой Гвинеи разломом Раму-Маркхам, северо-западнее сочленяющимся со сдвигом Соронг.

Следующее к востоку звено Внешней Меланезийской дуги составляет архипелег *Соломоновых островов*. Он заключен между двумя зонами субдукции и глубоководными желобами, простирающимися с северо-

запада на юго-восток. Северная зона, более древняя, отделяет архипелаг от Тихоокеанской плиты; ее основная активность относится к олигоцен-миоцену.

Центральная зона архипелага включает крупные острова Бугенвиль (частично), Шуазель, Санта-Исабель, Гвадалканал, Сан-Кристобаль. В основании их разреза залегает сильно нарушенный разрывами офиолитовый комплекс – древняя океанская кора предположительно позднемелового–раннепалеогенового возраста, метаморфизованная в эоцене. Выше резко несогласно располагается типично островодужный осадочно-вулканогенный комплекс олигоцен-миоценового возраста мощностью до 6 км.

Южная зона архипелага, включающая основную часть о-ва Бугенвиль и ряд мелких островов к востоку от него, представляет молодую, плиоцен-четвертичную, вулканическую дугу, возникшую над зоной субдукции, ограничивающей архипелаг с юга и проявленной в рельефе желобами Бугенвиль и Сан-Кристобаль. Между этими двумя вулканическими зонами прослеживается прогиб, выполненный неогеновыми осадками мощностью до 5 км.

Особый интерес вызывает северная зона архипелага, точнее, ее наиболее крупный о-в Малаита. Дело в том, что слагающие его отложения интенсивно деформированы – собраны в складки и нарушены надвигами северной вергентности, а их разрез, включающий в низах базальты, а выше пелагические осадки верхов нижнего мела – среднего миоцена, совершенно подобен вскрытому бурением разрезу смежного, но лежащего по другую сторону зоны желобов океанского плато Онтонг-Джава. Все это дало основания предполагать, что о-в Малаита представляет продукт столкновения этого плато с вулканической дугой и обдукции сорванной с него пластины на последнюю, происшедших в плиоцене, в основном между 4 и 2 млн лет т.н. Между тем нижняя часть коры плато Онтонг-Джава продолжала погружаться под вулканическую дугу (рис.9-13).

К югу от о-ваНовая Британия и Соломоновых островов с ограничивающими их желобами лежит котловина *Соломонова моря*, еще одного сравнительно небольшого и неглубокого, до 4–5 км, окраинного моря Меланезии. С юга его ограничивают п-ов Папуа, архипелег Луизиада и поднятие Поклингтон. Они образуют выпуклую к югу дугу, смыкающуюся на востоке с Соломоновым архипелагом и желобом Сан-Кристобаль. Поднятие Поклингтон отделяет котловину Соломонова моря от Кораллового моря и сопровождается с юга зоной субдукции, проявлявшей активность в течение всего палеогена.

В средней части бассейна, в направлении от п-ова Папуа на западе к углу между Южно-Соломоновой и Поклингтонской зонами субдукции в широтном направлении протягивается спрединговый хребет, возникший в начале плиоцена и активный доныне. На п-ове Папуа его продолжением служит континентальный рифт. В северо-западной части Соломонова моря выделяется еще желоб и зона субдукции Тробриан, ответвляющаяся к юго-востоку от Новобританской и затухающая в северной котловине Соломонова моря. С ней сопряжены проявления палеоген-миоценового островодужного вулканизма на о-вах Тробриан и Вудларк.

На востоке к окончанию архипелага Соломоновых островов под почти прямым углом примыкает другая вулканическая *дуга – Вануату* (б. Новые Гебриды), протягивающаяся в южном направлении более чем на 1000 км. Предполагается, что эти архипелаги разделяет зона разлома северо-восточного простирания, лежащая на продолжении разлома между осями спрединга Кораллового и Тасманова морей. Дуга Вануату сопровождается с запада Новогебридским желобом глубиной до 7570 м и подстилается соответствующей сейсмофокальной зоной, уверенно прослеживающейся до глубины порядка 300 км, но с отдельными очагами близ границы верхней и нижней мантии.

В строении дуги Вануату, подобно Соломоновой, различают три зоны. В Восточной зоне на поверхность выступает офиолитовый меланж, метаморфизованный в позднем эоцене – раннем олигоцене, несогласно перекрытый островодужным вулканогенно-обломочным комплексом нижнего–среднего миоцена, в свою очередь отделенного несогласием от сходного верхнемиоценового комплекса, на котором с новым несогласием залегают плио-плейстоценовые рифовые и обломочные известняки.

Центральная зона аналогична неовулканической зоне Соломоновых островов; подобно последней, она сложена верхнеплиоценовыми–четвертичными вулканитами; имеются и действующие вулканы. Однако западнее, во фронтальной зоне архипелага на поверхность снова выступают более древние породы – здесь это олигоценовые глубоководные глины и известняки, выше которых залегает верхнеолигоценовый–среднемиоценовый островодужный вулканогенно-обломочный комплекс, слабо метаморфизованный и включающий интрузии диоритов. Его перекрывают пелагические пелиты верхнего миоцена и новый, плиоцен-четвертичный вулканогенно-обломочный комплекс.

На юге дуга Вануату сближается с Новой Каледонией, но по-прежнему отделяется от нее желобом и зоной субдукции, которые заворачивают к востоку и образуют выпуклую к югу дугу, в которую вписано окраинное море *Северное Фиджи*. Это море занимает треугольное пространство, обращенное к югу, сторонами которого на западе является дуга Вануату, на востоке дуга Лау-Колвилл, на севере желоб Витязя

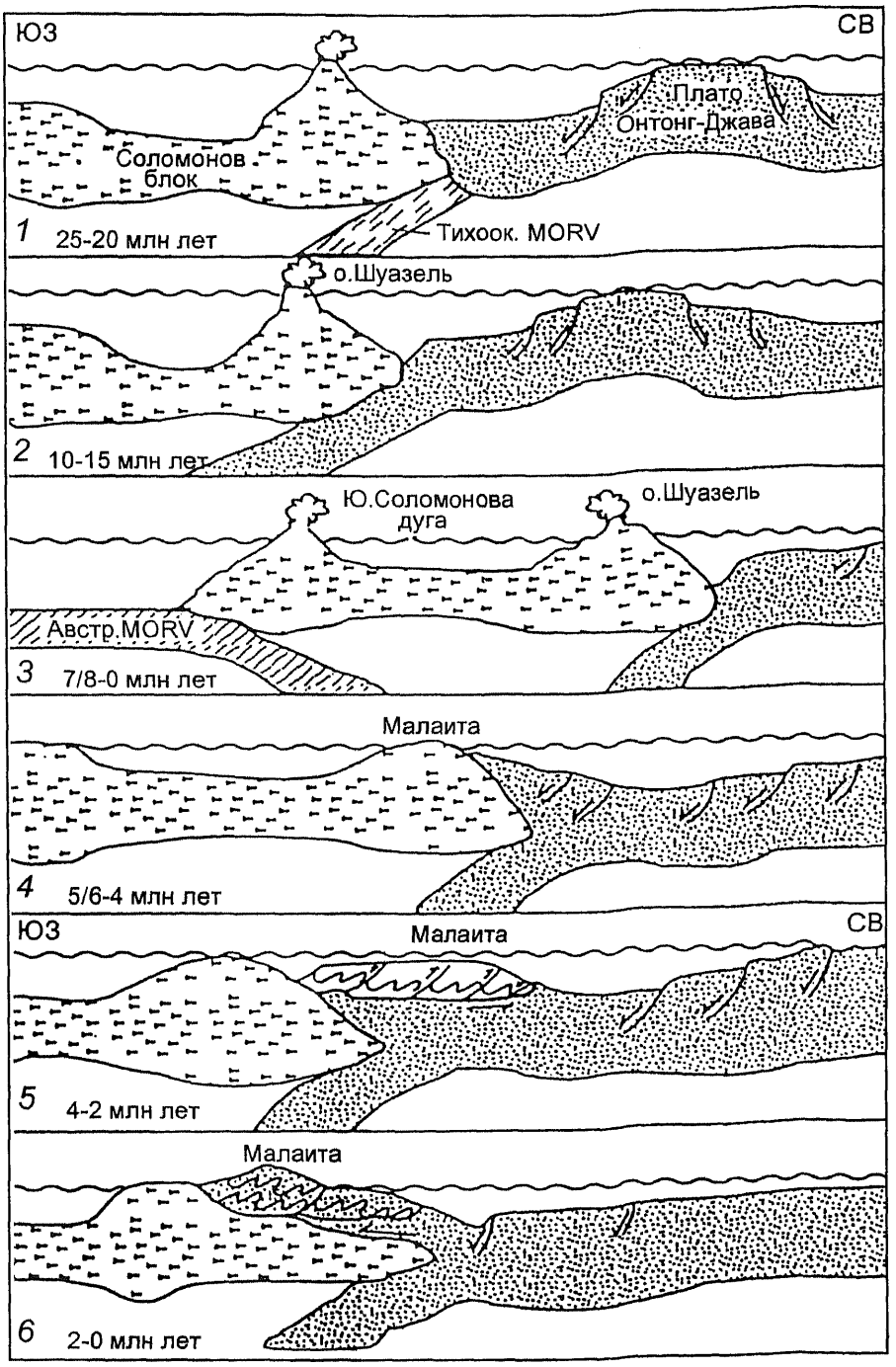


Рис. 9-13. Схема, иллюстрирующая тектоническую модель коллизии плато Онтонг-Джава с дугой Соломоновых островов (по М.Г.Петтерсону и др.)

1 – 25–20 млн. лет, начальное "мягкое столкновение" между плато Онтонг-Джава (ПОД) и Соломоновой дугой, прекращение направленной к юго-востоку субдукции вдоль желоба Витязя; *2* – 15–10 млн лет, возникновение локальной, прерывистой субдукции ПОД в желобе Витязя. Вулканизм на о-ве Шуазель и к востоку от Макиры; *3* – 7/8-0 млн лет, начало главной направленной к северо-востоку субдукции вдоль системы Южно-Соломонова желоба. Начинается вторая стадия развития Соломоновой дуги; *4* – 5/6–4 млн лет, возрастающее сочленение Соломоновой дуги и ПОД вызывает поднятие Малаиты с абиссальных до мелководных глубин; *5* – 4–2 млн лет, сжатие Малаиты с образованием складок северо-западного простирания и распространяющихся к северо-востоку надвигов; на глубине ~6–10 км образуется срыв; одновременная субдукция ПОД на более глубоком уровне; о-в Малаита и антиклинорий Малаита обдуцируются к юго-западу на Соломонову дугу; 6 – 2 млн лет, продолжается субдукция глубокой части ПОД

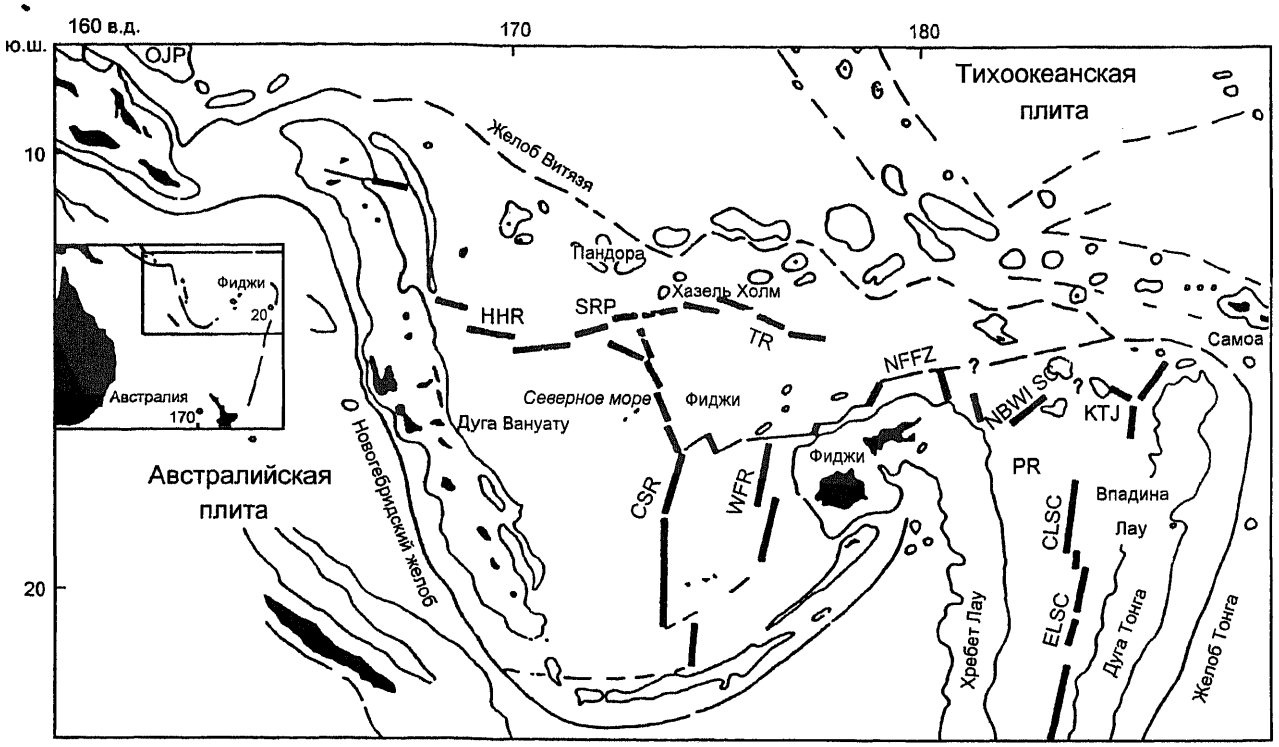


Рис. 9-14. Геодинамическая структура Северного моря Фиджи (по И.Лагабриель и др.)

Крупные сегменты активных осей спрединга показаны жирными черными линиями, активные желоба Новогебридский и Тонга – сплошными тонкими линиями, а отмерший желоб Витязя – пунктирной линией. Обратить внимание на почти ортогональность Центрального спредингового хребта и тройственной системы Хазель – Холм – Южная Пандора

(рис.9-14). *Архипелаг Фиджи*, давший свое название этому и более южному (см. ниже) бассейну, находится в северо-восточном углу треугольника. Наиболее древними породами, выступающими в его пределах, являются андезитовые вулканиты, прорванные штоками эоценовых (50–43 млн лет) габбро, интенсивно деформированные и метаморфизованные в зеленосланцевой фации в среднем миоцене. Их несогласно перекрывают вулканогенно-обломочные островодужные образования верхнего миоцена, метаморфизованные в цеолитовой фации. Плиоценовые базальты, в том числе щелочные, и обломочные осадки залегают уже субгоризонтально, но подняты на высоту до 1 км. Мощность коры под архипелагом достигает 23–32 км.

В самом море Фиджи кора, несмотря на его небольшую глубину, типично океанская с мощностью 6–8 км. Она подстилается разуплотненной верхней мантией и характеризуется высоким тепловым потоком и развитием линейных магнитных аномалий. Анализ последних позволил установить, что этот бассейн образовался в конце миоцена, и выявить здесь сложную, не имеющую аналогов в других окраинных морях систему активных осей спрединга (см. рис.9-14), образующих несколько тройных сочленений в центре бассейна.

К югу от ограничивающей его зоны субдукции находится более глубокая (>4 км) и более древняя *Южно-Фиджийская впадина*. С запада ее ограничивает подводный хребет Норфолк (продолжение Новой Каледонии), с востока южная часть дуги Лау-Колвилл – хр.Колвилл, а на юге она замыкается поднятием Три Кингс – северо-западным подводным отрогом Северного острова Новой Зеландии. Во впадине установлены магнитные аномалии A12–7 (33–25 млн лет), указывающие на олигоценовый возраст ее коры. Выявлено и три оси спрединга, образующих тройное сочленение, но лишь одна из них сохранила выраженность в рельефе.

Восточное обрамление Меланезийского сектора Пацифики образует протяженная (3 тыс.км) активная вулканическая *дуга Тонга-Кермадек*, протягивающаяся в юго-юго-западном направлении и на юге выходя-

щая к Северному острову Новой Зеландии. На всем своем протяжении дуга Тонга-Кермадек сопровождается одноименным глубоководным желобом (максимальная глубина – 10882 м) – морфологическим выражением зоны субдукции Тихоокеанской плиты, происходящей со скоростью 5–20 см/год. Южным окончанием этой системы желобов служит желоб Хикуранги вдоль Северного острова Новой Зеландии. Перерыв между архипелагами Тонга и Кермадек связан с субдукцией косопоперечного к их простиранию подводного хребта Луисвилл, представляющего, по мнению многих исследователей, след «горячей точки» (см. раздел 15.1). В основании дуги Тонга-Кермадек, как и других меланезийских дуг, залегают офиолиты, т.е. древняя океанская кора, а лежащий на них островодужный вулканический комплекс начинается предположительно эоценовыми образованиями. Геохимические особенности лав позволили некоторым исследователям усмотреть в магматическом источнике лав на севере архипелага Тонга влияние двух плюмов – одного, связанного с о-вами Самоа, и другого – с хр. Луисвилл.

Параллельно дуге Тонга-Кермадек на западе протягивается полоса впадин, северная из которых, более широкая, носит название *котловины Лау*, а южная, более узкая, *трога Гавр*. Последний находит свое продолжение на Северном острове Новой Зеландии в виде грабена Нгаторо, с которым связана неовулканическая зона Таупо. Система впадин Лау-Гавр ограничивается с востока подводным хребтом Лау-Колвилл, отделяющим ее от моря Фиджи. Во впадинах Лау-Гавр океанская кора имеет мощность 9–10 км, против 18–20 км в смежных хребтах; тепловой поток высокий, мантия в основании коры разуплотнена. Линейные магнитные аномалии вместе с данными бурения позволили установить, что образование этой зоны впадин началось 3–2 млн лет т.н., причем процесс развивался с севера на юг, почему трог Гавр более узкий, чем впадина Лау. А рифт Нгаторо и сейчас продолжает разрастаться к югу. Совершенно очевидно, что это типичный пример внутридугового рифтинга, перешедшего в спрединг, причем хребет Лау-Колвилл представляет остаточную дугу, а Тонга-Кермадек – активную.

Как уже упоминалось, зона субдукции Тонга-Кермадек переходит на Новой Зеландии в Альпийский сдвиг, а последний к югу снова сменяется зоной субдукции, вдоль которой простирается *гряда Маккуори*, увенчанная одноименным островом с обнаженной верхнемиоценовой океанской корой и подстилающей ее мантией. Направление субдукции вдоль гряды Маккуори меняется на обратное – западное по сравнению с зоной Тонга-Кермадек, и сочетается с правосдвиговым смещением, как в Альпийском разломе Новой Зеландии. Гряду Маккуори окаймляют с запада желоба Пюисегюр и Хьёрт, а с востока зарождающийся на Южном острове Новой Зеландии рифт Соландер, отделяющий ее от плато Кемпбелл и переходящий к югу во впадину Эмерод. На юге, на широте 62°, гряда Маккуори подходит к Австрало-Антарктическому хребту.

9.5. Основные этапы тектонического развития Меланезии

Из данного выше краткого описания современной структуры Меланезии было видно, что этот регион является уникальным по сложности структуры и кинематики движений, включающих существование целого ансамбля микроплит, разделенных многочисленными зонами спрединга, субдукции и сдвиговых разломов. При этом вся эта мозаика возникла в основном за последние 85–80 млн лет истории Земли в процессе сложного взаимодействия конвергирующих Австралийской и Тихоокеанской литосферных плит.

Этому предшествовала аккреция континентальной коры на австралийском участке восточной окраины Гондваны в итоге завершения палеозойского развития Тасманского подвижного пояса и возникновение на этой окраине в раннем мезозое краевого вулкано-плутонического пояса, протянувшегося вдоль всей современной Внутренней Меланезийской дуги. Этот пояс просуществовал до конца *триаса* на Новой Гвинее и до конца *юры* на Новой Каледонии и Новой Зеландии. В конце юры – начале *мела* эта окраина, особенно ее новокаледонский–новозеландский отрезок, испытала мощный импульс орогенеза Рангитата, после чего на некоторое время превратилась, очевидно, в пассивную окраину с мощным флишевым осадконакоплением вдоль континентального склона и подножья.

Деструкция Австрало-Меланезийской окраины началась в середине позднего мела (рис.9-15) с образованием сначала Тасманова, а затем, в начале *палеоцена* (рис.9-16), и Кораллового моря. Вскоре последовало и образование узкого Новокаледонского трога, приведшее к обособлению микроконтинента Лорд-Хау и отделению от него Внешней Меланезийской дуги в составе п-ова Папуа, Новой Каледонии, хр.Норфолк и Новой Зеландии. С начала *эоцена* становится очевидным и существование энсиматической Внешней дуги от архипелага Бисмарка до архипелага Кермадек над зоной субдукции Тихоокеанской плиты под микроплиты, к тому времени отделившиеся от Австралии. В конце эоцена – начале *олигоцена* произошла обдукция офиолитов на более древнюю континентальную кору Новой Гвинеи, Новой Каледонии и о-ва Северного Новой Зеландии с проявлением подошвенного метаморфизма. Офиолиты представляли, очевидно, кору окраинных морей отделявших Внешнюю дугу от Внутренней и их обдукция сопровождалась субдукцией

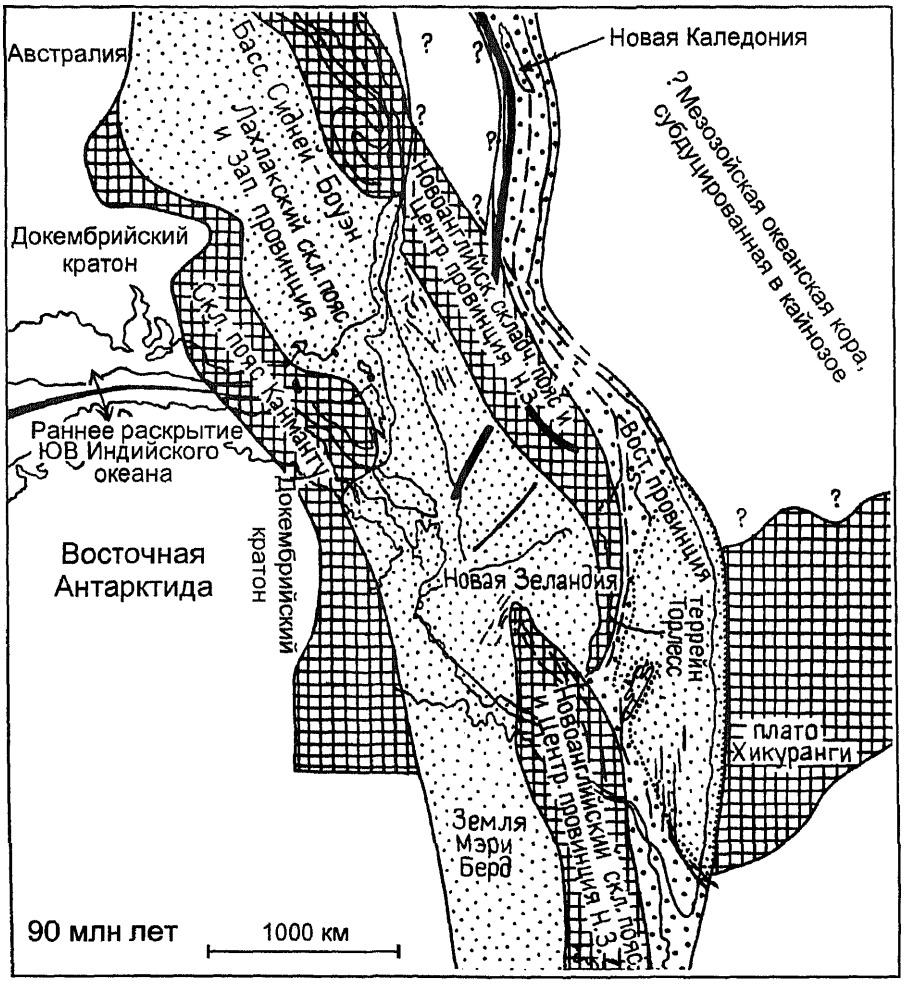


Рис. 9-15. Среднемеловая (90 млн лет) реконструкция, показывающая крупные провинции фундамента перед началом спрединга в Тасмановом море и Тихом океане (по Р.Сезерленду)

Современная береговая линия включена для ориентировки, а 2000-метровая изобата – как близкая к границе континента

нижней части литосферы этих морей под последнюю. За обдукцией последовали перемещения по поперечным сдвигам, расчленившие Внешнюю дугу на ряд сегментов.

В начале олигоцена началось раскрытие Южно-Фиджийской впадины, отделившей хр.Лау-Колвилл вместе с будущей дугой Тонга-Кермадек от Новой Каледонии и хр.Норфолк. Кора этой впадины стала испытывать субдукцию под поднятие Три-Кингс и п-ов Нортленд Северного острова Новой Зеландии.

В конце олигоцена – начале *миоцена* произошло новое оживление деформаций, впрочем носивших в основном блоковый характер. Они сопровождались интрузивной деятельностью и с ними совпало начало орогенеза Кайкура на Новой Зеландии.

В это время на северо-западе Внешней дуги началось обращение полярности субдукции, выразившееся в образовании зоны субдукции северного направления вдоль южного обрамления этой дуги с одновременным или несколько более ранним (прекращение вулканизма в середине миоцена!) затуханием активности северо-восточной зоны субдукции вдоль края Тихоокеанской плиты. В позднем миоцене южная зона субдукции приобрела уже значение основной границы Тихоокеанской плиты, хотя некоторые смещения вдоль северной зоны, по крайней мере на западе, продолжаются и в современную эпоху.

В позднем миоцене началось образование Северного моря Фиджи с отодвиганием дуги Вануату от дуги Фиджи-Лау и последующим образованием здесь мно-

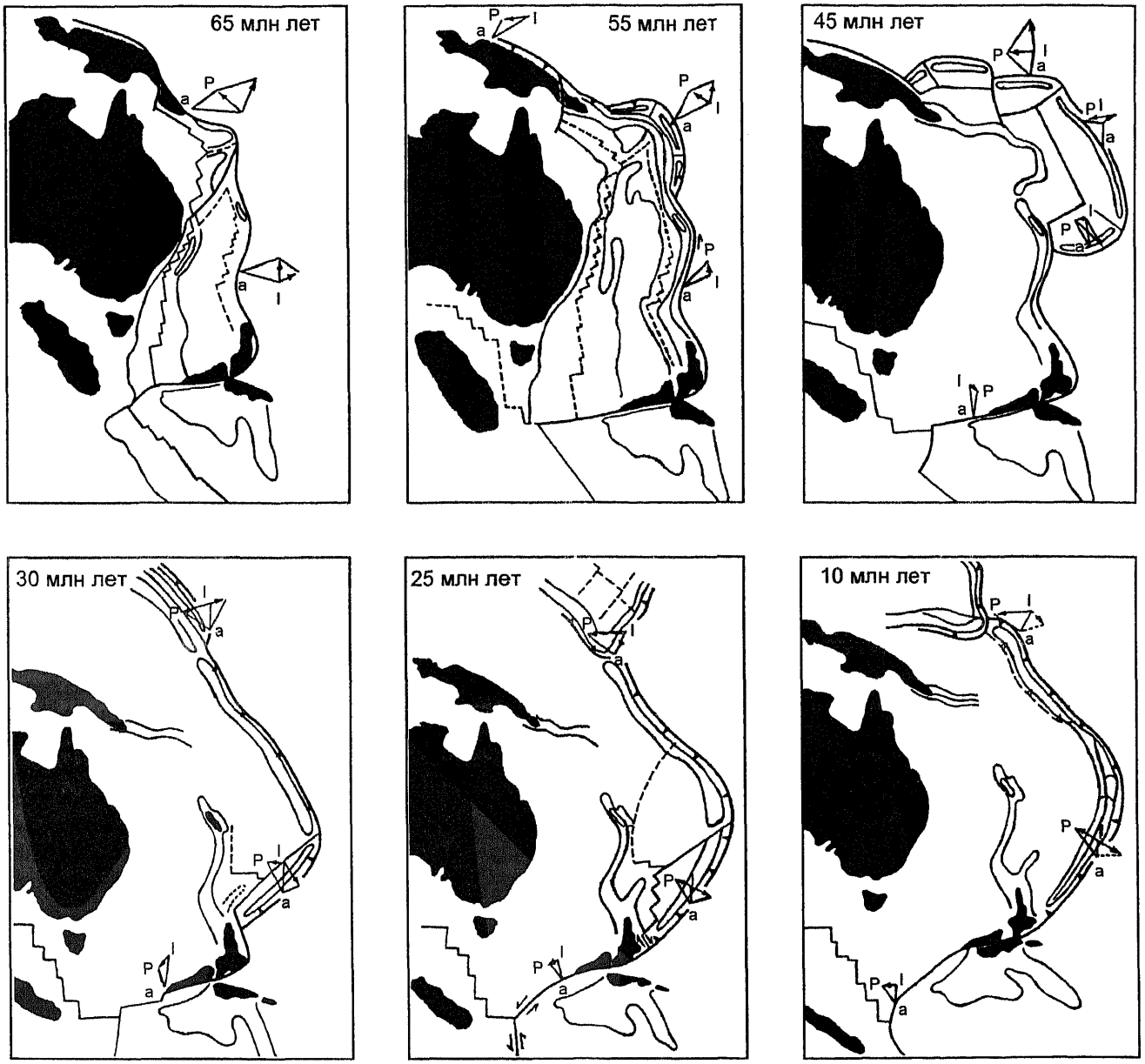


Рис. 9-16. Схема тектонической эволюции юго-западной Пацифики в течение третичного периода (по Falvey и др., 1991, из работы П.Колмена)
Стрелки показывают абсолютные перемещения плит относительно астеносферы (а) для Тихоокеанской (P) и Индо-Австралийской (I) плит

гочисленных осей спрединга. А в позднем *плиоцене* от дуги Лау-Колвилл отщепилась дуга Тонга-Кермадек с образованием в промежутке рифта и впадин Лау-Гавр. К плиоцену же относится возникновение Новогвинейского моря в тылу Новобританской зоны субдукции и Соломонова моря с впадиной Вудларк в тылу отмершей к тому времени дуги Поклингтон. Кора собственно Соломонова моря, расположенного к северу от поднятия Вудларк, могла возникнуть раньше, но испытала поглощение как в Южносоломоновой зоне субдукции, так и в подобной же зоне вдоль желоба Тробриан.

В конце миоцена – начале плиоцена произошла и новая мощная вспышка островодужного вулканизма. Однако она не затронула более древние зоны островных дуг, которые в плиоцене были покрыты панцирем рифовых известняков, затем испытавших поднятие. В это же время между внутренними зонами остро-

вных дуг формировались молассовые прогибы, выполнение которых испытало некоторые деформации.

Высокая сейсмичность и продолжающийся вулканизм свидетельствуют о современной эндогенной активности региона. Новейшие данные GPS это подтверждают, зафиксировав в частности активный спрединг в котловине Вудларк и в Новогвинейском море, субдукцию в Новобританском желобе, сжатие вдоль разлома Раму-Маркам и поперек п-ова Папуа.

Литература

Adams C.G., Campbell H.J., Graham I.J., Mortimer N. Torlesse, Waipapa and Caples suspect terranes of New Zealand: Integrated studies of their geological history in relation to neighbouring terranes // Episodes, 1998, v.21, №4, p.235-240

Blewett R.S., Black L.P., Sun S.-s. et al. U-Pb zircon and Sm-Nd geochronology of the Mesoproterozoic of North Queensland: implications for a Rodinia connection with the Belt supergroup of North America // Precambr. Res., 1998, v.89, p.101-128

Bottrill R.S., Brown A.V., Calver C.R. et al. A symmetry of the economic geology and mineral potential of Late Proterozoic to Palaeozoic provinces in Tasmania // AGSO J. Austr. Geol. Geoph., 1998, v.17, №3, p.123-143

Brookfield M.E. Neoproterozoic Laurentia-Australia fit// Geology, 1993, v.21, №8, p.683-686

Coney P.J., Edwards A., Hine R. et al. The regional tectonics of the Tasman orogenic system, eastern Australia // J. Struct. Geol., 1990, v.12, №5/6, p.519-543

Gray D.R., Foster D.A., Bucher M. Recognition and definition of orogenic events in the Lachlan Fold Belt // Austr. J. Earth Sci., 1997, №4, p.489-502

Hoek J.D., Schaefer B.F. Palaeoproterozoic Kimban mobile belt, Eyre Peninsula: timing and significance of felsic and mafic magmatism and deformation // Austr. J. Earth Sci., 1998, v.45, p.305-313

McDonald G.D., Collerson K.D., Kinny P.D. Late Archean and Early Proterozoic crustal evolution of the Mount Isa block, northwest Queenstand, Australia // Geology, 1997, v.25, №12, p.1095-1098

Myers J.S., Shaw R.D., Tyler L.M. Tectonic evolution of Proterozoic Australia // Tectonics, 1996, v.15, №6, p.1431-1446

Phanerozoic Earth history of Australia. J.J.Veevers – ed. Oxford, Clarendon Press, 1984, 418 p.

Глава 10

АНТАРКТИДА

В настоящее время Антарктида почти целиком перекрыта мощным ледниковым панцирем и только ее обращенная к океану периферия и вершины Трансантарктического хребта обнажены из-подо льда и доступны геологическому изучению. Если мысленно снять ледниковый покров, то окажется, что Антарктида представляет собой не материк, а архипелаг островов, так как значительная часть ее подледникового ложа лежит ниже уровня океана. Однако стремление к изостатическому равновесию должно очень быстро привести к всплыванию континентальной коры Антарктиды, тем более что ее мощность в общем отвечает нормальной мощности коры континентов.

Большая восточная часть Антарктиды представляет собой древнюю платформу с докембрийским, почти исключительно раннедокембрийским фундаментом (рис.10-1). Западная Антарктида имеет сложное, гетерогенное строение и состоит из нескольких террейнов, которые относительно недавно спаялись друг с другом. На границе с древней платформой протягивается складчатая система Трансантарктического хребта, иначе еще именуемая Росской; она была сформирована к началу ордовика. А на северо-западе Западной Антарктиды, через Антарктический полуостров и далее к юго-западу простираются Антарктанды, которые первоначально представляли продолжение Южно-Американских Кордильер (рис.10-2).

Обособление материка Антарктиды началось одновременно с началом общего распада Гондваны, интегральной частью которой она являлась, т.е. в конце средней юры, когда произошло отделение Антарктиды от Африки и Индостана. Однако связь с Австралией прервалась лишь в середине позднего мела, 80 млн лет т.н., а с Южной Америкой через Анды только в олигоцене, около 35 млн лет т.н. И именно тогда началось общее оледенение Антарктиды, связанное с возникновением циркумантарктического течения.

10.1. Восточно-Антарктическая платформа

10.1.1. Фундамент платформы

Фундамент Восточно-Антарктической платформы обнажен вдоль побережий материка, обращенных к Индийскому океану. Наибольшее распространение здесь имеют архейские образования, впервые выявленные советскими геологами и с тех пор наилучше изученные. Среди них примечательно присутствие пород с возрастом (U-Pb метод по циркону) 3927±20 млн лет – одна из наиболее древних датировок на всей планете. *Архейский комплекс* представлен в основном ортогнейсами и лишь отчасти первично осадочными и вулканическими образованиями. Они испытали исключительно интенсивную тектоническую переработку с образованием изоклинальных и лежачих складок и гранулитовый метаморфизм высшей температурной ступени, возраст которого определен в 3,1–2,9 млрд лет, что указывает на принадлежность всего комплекса нижнему и среднему архею. На уровне 2,5 млрд лет т.н. он вторично подвергся деформации в прямые куполовидные складки. К этому времени значительная часть Восточно-Антарктической платформы уже была кратонизирована.

На Земле Эндерби в свое время советскими геологами был выделен комплекс пород, который мог рассматриваться как продукт более поздней переработки архейского комплекса. Его изотопный возраст позже был установлен в 2,0–1,8 млрд лет, и авторы этого исследования, новозеландские специалисты, посчитали развитые здесь ортогнейсы с возрастом 1,5 млрд лет за продукт повторного плавления пород этого комплекса.

В *раннем протерозое* или раннем рифее на Восточно-Антарктический кратон (протоплатформу) в райо-

не южной части гор Принс-Чарльз была наложена подвижная зона, возможно протоавлакоген, субширотного простирания, сложенная метабазитами и различными терригенными сланцами зеленосланцевой фации метаморфизма с мощными пачками джеспилитов, смятыми в линейные складки и вмещающими дайки и силлы амфиболитов с возрастом 1,0–0,9 млрд лет. Возможные аналоги этой толщи выступают еще западнее, в хр. Шеклтон, где они датированы в 1446±60 млн лет, а также в районе Земли Адели.

Довольно определенно вырисовывается в Восточной Антарктиде гранулито-гнейсовый пояс гренвильского возраста, названный Е.Н.Каменевым Вегенер-Моусонским. В реконструкциях Гондваны этот пояс оказывается на продолжении Восточно-Гатского пояса Индии и его аналогов в Шри-Ланке. В поясе Вегенер-Моусон широко распространены, в частности, чарнокиты, столь характерные для его индийско-шриланкийского продолжения.

В *позднем протерозое* (рис.10-3) платформенный режим окончательно утвердился на значительной части площади Восточно-Антарктического кратона. Об этом свидетельствует чехольный характер развитой в хр. Шеклтон, на краю платформы, карбонатно-терригенной толщи, залегающей на гранитах с возрастом 1440±60 млн лет и содержащей рифейские строматолиты. Ее аналоги известны в хр. Арджентайн. В районе же хр. Шеклтон погружения с накоплением морских обломочных осадков продолжались и в кембрии, а возможно и в ордовике.

Однако в районе Земли Королевы Мод находит свое продолжение Мозамбикский пояс Восточной Африки (см. гл.10) с его панафриканским (байкальским) термотектогенезом (рис.10-4). Восточнее, в районе гор Принс-Чарльз намечается еще две зоны переработки того же возраста (см. рис.10-1).

На основной площади платформы накопление протоплатформенного чехла началось в девоне, причем этот чехол уже был общим с Росским орогеном Трансантарктического хребта. Поэтому предварительно рассмотрим развитие этого орогена, которое достоверно началось в позднем протерозое, хотя весьма вероятно – на более древнем сиалическом основании гренвильского или еще более раннего возраста.

10.2. Трансантарктический складчатый пояс

Основную роль в строении этого пояса играет мощная, не менее 5–6 км, толща сланцево-граувакового флиша, метаморфизованная в зеленосланцевой фации. Она представляет, очевидно, отложения континентального склона и подножья пассивной окраины Восточно-Антарктического континента. Среди нее местами имеются покровы базальтов. В направлении древней платформы появляются прослои карбонатов; здесь, возможно, намечается переход в шельфовые фации. Помимо Трансантарктического хребта, присутствие аналогов росского комплекса устанавливается в Западной Антарктиде – в горах Элсуэрта и на Земле Мэри Берд. В отдельных районах для базальтов или возраста метаморфизма получены значения порядка 700–800 млн лет, но главная эпоха деформации – так называемый бердморский орогенез – датируется в 650 млн лет, т.е. границей рифея и венда. В венде, а местами в кембрии погружения возобновились, но характер осадконакопления резко изменился, преобладание получили мелководные обломочные, в том числе грубые, и карбонатные осадки; местами (горы Пенсакола – горы Элсуэрта) в раннем кембрии изливались кислые и средние эффузивы. В позднем кембрии проявилась новая, заключительная фаза деформаций – собственно росский орогенез, эквивалентный деламерскому Восточной Австралии (см. гл. 9). Она сопровождалась становлением анатектического комплекса гранитоидов.

На крайнем северо-востоке материка, на Земле Виктории, между росским метаморфическим комплексом окончания Трансантарктического хребта и, вероятно, одновозрастной ему, а частично более молодой группой Робертсон-Бэй в северо-северо-западном направлении, от Тихого океана к морю Росса простирается рифтовый грабен Бауэрс, выполненный вулканогенно-осадочной толщей среднего, карбонатно-обломочной среднего–верхнего и континентальной молассой верхнего кембрия. Грабен Бауэрс обычно рассматривается как продолжение грабена Дандас на о-ве Тасмания (см. гл. 9).

Сходный разрез кембрия наблюдается еще в районе гор Элсуэрта, относящихся уже к Западной Антарктиде, но представляющих возможный отторженец Росского орогена. В основании этого разреза залегает вулканогенная толща известково-щелочного состава, надстраиваемая терригенно-карбонатным средним кембрием и карбонатным верхним кембрием.

10.3. Гондванский и постгондванский осадочный чехол Восточной Антарктиды

Присутствие ордовикских и силурийских отложений в Восточной Антарктиде, включая Трансантарктический хребет, достоверно не установлено и надо предполагать, что подобно Индостану и южной половине Африки, вошедший в состав Гондваны Восточно-Антарктический кратон представлял в это время область поднятия и размыва. Накопление осадочного чехла началось здесь с морских песчаных отложений

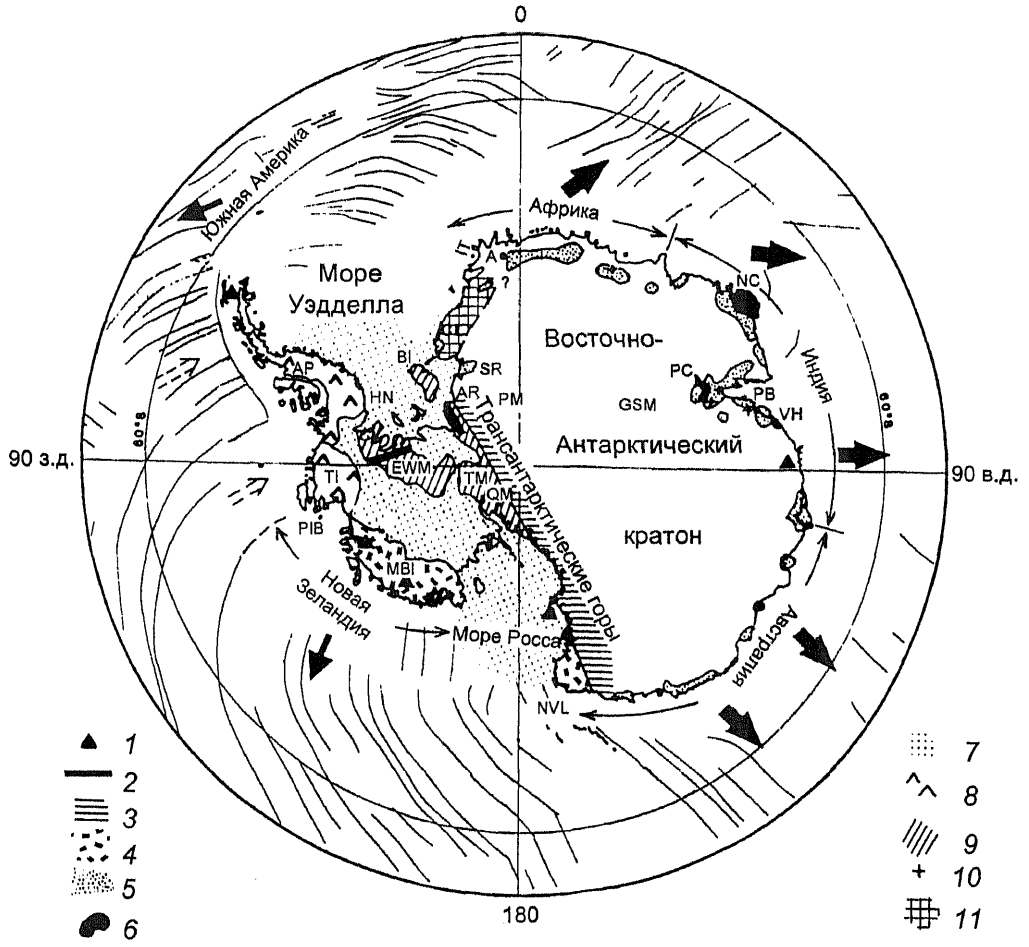


Рис. 10-2. Упрощенная тектоническая карта Антарктического континента и окружающих океанских бассейнов (по И.Диэлу)

1 – активные или недавно активные вулканы; *2* – гондванский ороген; *3* – нижнекембрийские шельфовые карбонаты; *4* – перемещенные докембрийские-нижнепалеозойские террейны; *5* – протерозойский ороген; *6* – архейские ядра; *7* – мезозойско-кайнозойская рифтовая система; *8* – фанерозойские преддуговые и дуговые террейны; *9* – средне- и верхнекембрийские шельфовые карбонаты; *10* – нижнепалеозойские гранитоиды; *11* – гренвильский (1,3–1,0 млрд лет) ороген. Стрелки указывают на направление перемещения основных фрагментов Гондванского суперконтинента во время его распада. AP – Антарктический п-ов; AR – хр. Аргентайн; EWM – блок гор Элсуэрт-Уайтмор; GSM – подледные горы Гамбурцева; HN – нунатаки Хааг; MBL – Земля Мэри Берд; NC – комплекс Напье; NVL – Северная Земля Виктории; PB – Придз Бэй; PC – горы Принс-Чарльз; PM – горы Пенсакола; QM – горы Королевы Мод; SR – хр. Шеклтон; TI – остров Терстон; VH – Вестфол-Хиллз; PIB – залив Пайн-Айленд; TM – горы Тилл

девона, содержащих в своих низах фауну, характерную и для других гондванских материков. Погружения были слабыми, мощности измеряются сотнями метров. В раннем–среднем карбоне они сменились общим поднятием, на фоне которого стало развиваться покровное оледенение, опять же общее с другими частями Гондваны. Оледенение охватило и район гор Элсуэрта. Накопление ледниковых отложений было наиболее мощным в зоне, простиравшейся от моря Уэдделла к Трансантарктическим горам. В перми оледенение стало отступать, но погружения в той же зоне продолжались, теперь уже компенсируясь накоплением угленосной толщи. В районе гор Принс-Чарльз и Земли Виктории возникли рифтовые грабены, которые также заполнялись угленосными отложениями. Как в зоне Трансантарктических гор, так и в грабене Принс-Чарльз отмечается кратковременное вторжение морских вод (подобно Индостану, см. гл. 8).

В раннем триасе погружения почти повсеместно прекратились, кроме грабена на Земле Виктории, где

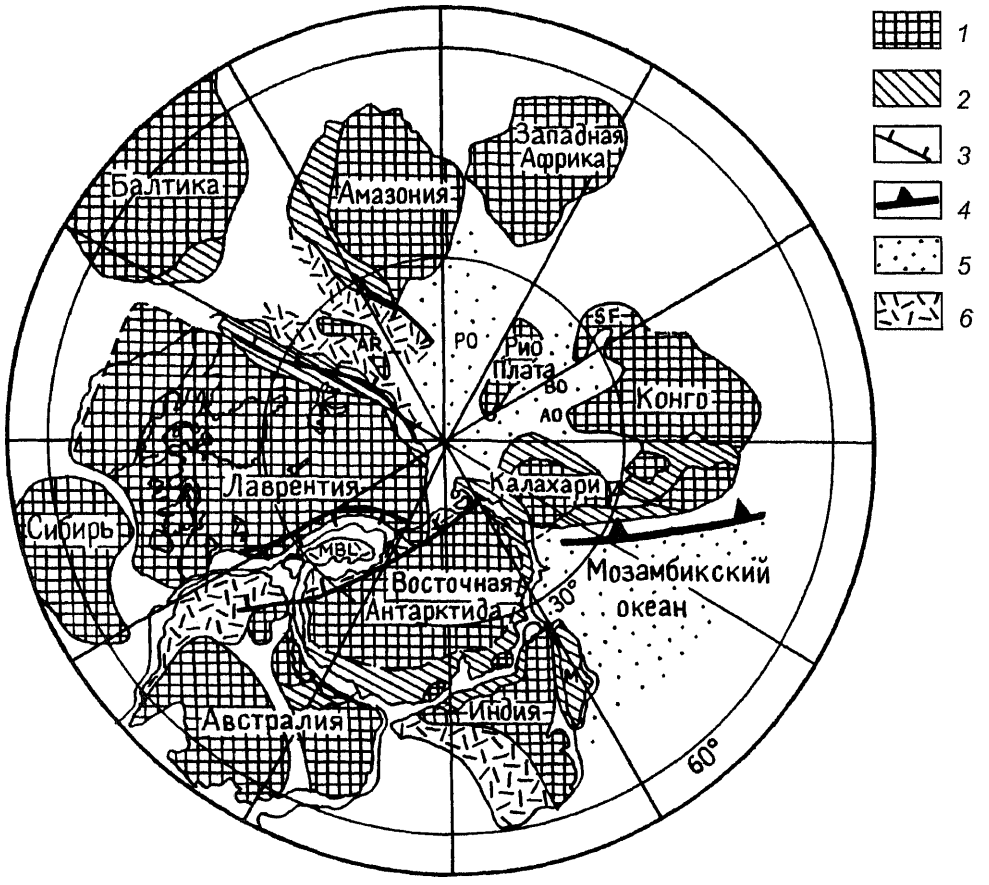


Рис. 10-3. Гипотетическая реконструкция позднедокембрийского суперконтинента (~750 млн лет), основанная на соотношениях Северной Америки –Восточной Антарктиды и Австралии, предложенная Э.Мурсом в 1991 г. и расширенная И.Диэлом в 1991 г. (по И.Диэлу)

1 – догренвильские ядра кратонов; *2* – гренвильские орогены; *3* – неопротерозойские рифтовые ограничения; *4* – главные зоны субдукции; *5* – панафриканские океаны; *6* – фанерозойские орогены. Террейны запада Северной Америки и Западной Антарктиды не показаны, за исключением Земли Мэри Берд (MBL) и блока гор Элсуэрт-Уайтмор, которые показаны в реставрированном относительно Восточной Антарктиды положении. PO – "океан Пампа"; BO – "океан Бразильский"; AO – океан Адамастер; AR – массив Арекипа; SF – кратон Сан-Франсиску; M – Мадагаскар

отложились маломощные озерно-аллювиальные осадки. Их накопление здесь продолжалось в среднем и позднем триасе со слабой угленосностью в среднем и достаточно мощной в позднем. Остальная площадь платформы в связи со снижением тектонической активности постепенно превратилась в аккумулятивную равнину. В зоне Трансантарктических гор, а затем и на Земле Королевы Мод уже в начале триаса произошла вспышка плато-базальтового вулканизма, которая достигла максимума в ранней и средней юре, когда помимо наземных излияний широкое распространение получило внедрение силлов и плутонов долеритов. Возникшая в конце ранней – начале средней юры расслоенная интрузия Дюфек относится к числу крупнейших в своем роде, занимая площадь в 50 тыс. км^2. Юрская платобазальтовая провинция Антарктиды составляет лишь часть более обширной провинции Феррар*, включавшей Патагонию, юг Африки, Тасманию и Новую Зеландию. Ее образование непосредственно предшествовало началу распада Гондваны.

* Названа в честь британского геолога, участника экспедиции Скотта, бывшего первоисследователем геологии Антарктиды.

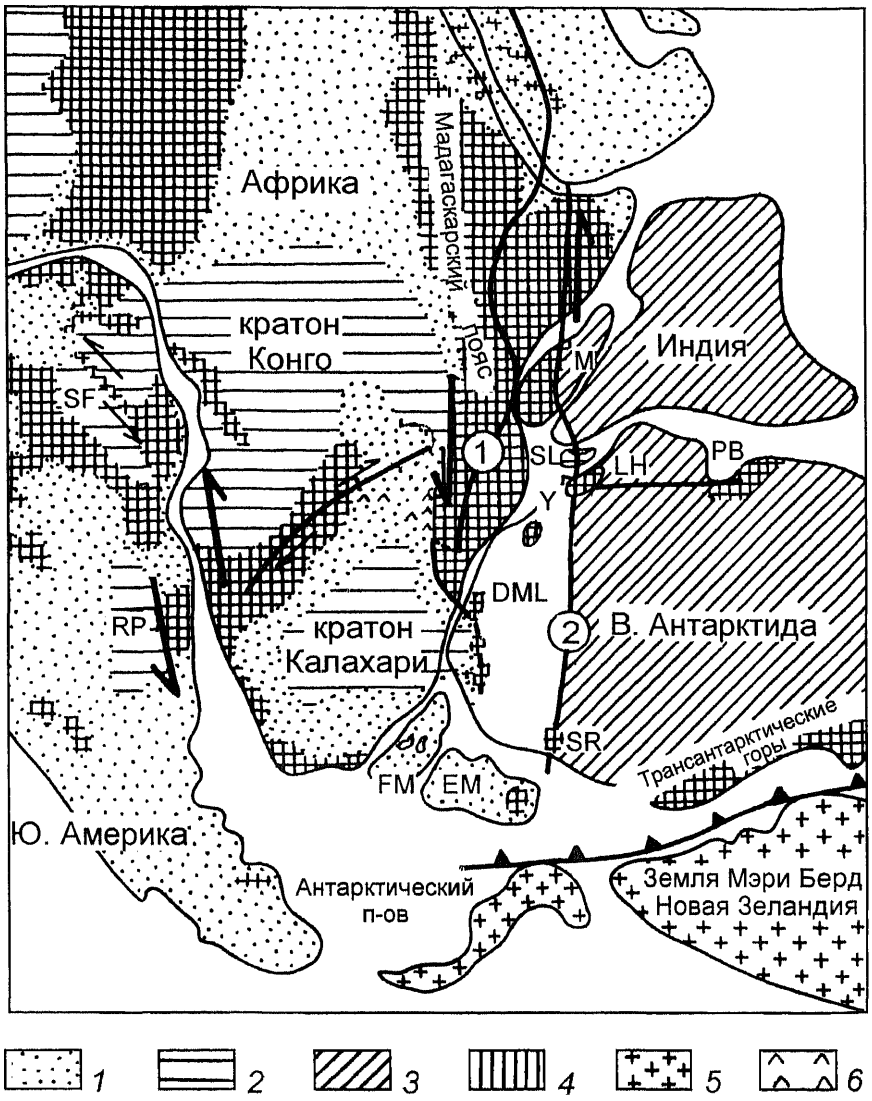


Рис. 10-4. Предполагаемое продолжение Мозамбикского пояса в Восточной Антарктиде с двумя возможными сутурными зонами между Восточной и Западной Гондваной (по Й.Джекобсу и др.)

1 – Западная Гондвана; 2 – кратоны Западной Гондваны; 3 – Восточная Гондвана; 4 – подвижные пояса с возрастом 500–600 млн лет; 5 – чужеродные (outboard) террейны; 6 – пояс Замбези. DML – Земля Королевы Мод; EM – горы Элсуэрта; FM – Фолклендская микроплита; M – Мадагаскар; SL – Шри Ланка; SR – хр. Шеклтон; SF – кратон Сан-Франсиску; RP - кратон Рио де ла Плата

На постгондванском этапе своего развития Восточно-Антарктическая платформа целиком или по крайней мере в своей большей части представляла денудационную равнину, среди которой, особенно в раннем мелу, по косвенным признакам не исключено присутствие бассейна с накоплением континентальных и даже мелководно-морских осадков. На этом фоне постепенно, а с начала палеогена в более ускоренном темпе нарастало поднятие Трансантарктического хребта и одновременно формирование рифтового бассейна моря Росса, в который в позднем мелу проникает море. Другой рифтовый бассейн – моря Уэдделла, также ограничивающий Восточно-Антарктическую платформу и обрамляющие ее Россиды с запада, раскрылся уже в поздней или даже в конце средней юры. В связи с этим и с нарастанием поднятий на склонах платформы, обращенных к названным бассейнам, уже в эоцене начали накапливаться обломочные осадки. В олигоцене

центральная часть платформы оказалась охваченной оледенением, в позднем миоцене ставшим покровным, а в позднем плиоцене даже превзошедшим его современные размеры. На склонах платформы и в морях Росса и Уэдделла продолжали отлагаться ледово-морские осадки. В районе Земли Виктории в олигоцене начался щелочно-базальтовый вулканизм, который продолжается и в современную эпоху (вулканы Эребус и Террор). Другой особенностью развития платформы, впрочем общей с Западной Антарктидой (см. ниже), было образование крупных рифтовых грабенов, которые стали выводными путями для ледников, спускающихся в океан; таковы ледники Эймери и Ламберта.

10.4. Западная Антарктида

В настоящее время не вызывает сомнений, что Западная Антарктида представляет собой ансамбль – коллаж террейнов. Один из них – Антарктический полуостров, первоначально представлявший вместе с архипелагами Южно-Шетландских и Южно-Оркнейских островов и о-вом Южная Георгия к северу от моря Скотия продолжение Южно-Американских Кордильер; отсюда его наименование – Антарктанды. Другой самостоятельный террейн – Земля Мэри Бэрд, расположенный к западу от Антарктического полуострова; между ними иногда выделяют еще террейн с о-вом Терстон. Промежуточное положение между этими террейнами, лежащими ныне в одной полосе, и Восточной Антарктидой занимает террейн гор Элсуэрт и Уайтмор.

Море Росса и море Уэдделла составляют два главных звена мощной *Западно-Антарктической* мезозойско-кайнозойской, постгондванской *рифтовой системы*. Как отмечалось, ее формирование началось в конце средней – поздней юре с образования впадины моря Уэдделла, где континентальный рифтинг быстро сменился спредингом и возникла океанская кора с характерными линейными магнитными аномалиями. Спрединг этот протекал в тылу островной магматической дуги Антарктанд, к этому времени вступивших в орогенный этап своего развития. Покрытое шельфовыми ледниками Филхнера и Ронне пространство на южном замыкании моря Уэдделла, отделяющее террейн Элсуэрт-Уайтмор от Трансантарктического хребта, подстилается, очевидно, уже континентальной корой, утоненной в процессе рифтинга. Здесь по геофизическим данным предполагается существование нескольких грабен-прогибов с мощностью осадков до 12–15 км, разделенных горстовыми поднятиями. Земля Мэри Берд имеет сходное строение с восточным террейном Северной Земли Виктории по другую сторону моря Росса, в том смысле, что и тут, и там развита нижнепалеозойская толща турбидитов, испытавшая складчатость и метаморфизм в конце ордовика и интрудированная затем девонско-каменноугольными гранодиоритами. Однако, в отличие от Земли Виктории, террейн Земли Мэри Бэрд еще дважды испытал интрузии гранитоидов – в поздней юре – раннем мелу и в середине мела. Эти гранитоиды, в отличие от субдукционных среднепалеозойских, уже отличаются повышенной щелочностью и носят рифтогенный характер, будучи связанными, очевидно, с начавшимся формированием Западно-Антарктической рифтовой системы.

В пределах *моря Росса* эта система имеет довольно сложное строение – она состоит из трех грабенов, в общем простирающихся параллельно Трансарктическому хребту, который рассматривается как поднятое плечо рифта. Грабены разделены горстами, на которых олигоценовые отложения залегают непосредственно на метаморфическом фундаменте (гнейсы, мраморы и др.), сопоставляемом с выступающим на Земле Виктории. Предполагается, что заложение грабенов относится к позднему мелу, а их развитие, кроме самого восточного, закончилось в основном в начале олигоцена. Мощность осадков достигает 14 км в грабене близ Земли Виктории, который продолжает развиваться до настоящего времени, и 7 км в остальных двух грабенах. Рифт моря Росса продолжается к югу под одноименный шельфовый ледник и, видимо, дает ответвление, проходящее между Землей Мэри Бэрд и террейном Элсуэрт-Уайтмор. В этой ветви, а также под шельфовым ледником Росса аэромагнитная съемка обнаружила присутствие мощной толщи основных вулканитов позднекайнозойского возраста. Такие же вулканиты образуют плато на Земле Мэри Бэрд, представляющей, очевидно, также плечо этой рифтовой системы, и на Земле Виктории – ее противоположном плече. Допускается, что рифтинг мог иметь и сдвиговую компоненту, и грабены в ее ответвлении могут относиться к типу сдвигово-раздвиговых.

Масштаб растяжения, создавшего Западно-Антарктическую рифтовую систему, оценивается величиной порядка 300 км, исходя из вероятного размера утонения континентальной коры, мощность которой под морем Росса составляет 17–23 км в грабенах и 27 км под горстами против 40 км под Трансантарктическим хребтом и 30 км под прибрежной частью Западной Антарктиды. Однако новейшие палеомагнитные данные показывают, что с начала позднего мела растяжение могло составить значительно большую – многие сотни километров – величину. Расхождение между этими двумя оценками, возможно, указывает, что под морем Росса утонение континентальной коры могло дойти до полного ее разрыва и частичного замещения корой океанского типа.

Особое место в структуре Западной Антарктиды занимает *террейн гор Элсуэрт* и *Уайтмор*. Здесь, вероятно на докембрийском, гренвильском фундаменте, который выступает несколько северо-западнее в нунатаках Хааг, залегает мощная, порядка 10 км, толща кембрийско-пермских отложений, деформированная на рубеже перми и триаса с возможным надвиганием на этот фундамент.

10.5. Антарктанды

Основной складчатый комплекс, слагающий эту систему, имеет средне- и позднепалеозойский и триасовый возраст и сложен слабо метаморфизованной флишоидной сланцево-грауваккoвой толщей, содержащей прослои кремней и туфов и сходной с серией Торлесс Новой Зеландии (см. раздел 9.3)

Комплекс этот прослеживается от побережья моря Беллинсгаузена до Южно-Оркнейских островов включительно. Местами среди этого комплекса имеются выходы более глубоко метаморфизованных пород (гнейсы и другие), возможно, отвечающих нижнепалеозойским–верхнепротерозойским образованиям Россид Восточной Антарктиды.

Перед средней юрой основной геосинклинальный комплекс Антарктанд испытал интенсивную складчатость и некоторый метаморфизм и был надстроен вулкано-плутоническим поясом. В морских или наземных условиях извергались средние и кислые лавы известково-щелочного состава, происходило внедрение гранитных плутонов. Образование этого пояса (дуги) было связано, очевидно, с субдукцией со стороны современного Тихого океана. С этой же стороны пояс сопровождался преддуговым прогибом с накоплением туфогенных, кремнистых и песчано-глинистых отложений. Другой прогиб – задуговой – возник восточнее со стороны моря Уэдделла, где отлагались песчано-глинистые осадки. Развитие всех этих структур продолжалось в поздней юре – раннем мелу, а в середине мела проявился новый мощный импульс орогенеза с образованием серии плутонов гранитоидов. В более слабой форме импульс гранитоидного магматизма повторялся еще дважды: в середине сенона и в палеоцене. Все это происходило на фоне нарастания поднятий, распространившихся до Южно-Оркнейских островов. В прогибах стали отлагаться грубообломочные осадки молассового типа, сначала морские, а затем континентальные. В палеоцене зоны осадконакопления оказались вытесненными на край современного шельфа. В эоцене магматизм продолжался, но часть орогена испытала опускание и ингрессию моря, однако перед олигоценом поднятия вновь оживились, равно как и известково-щелочной вулканизм. С олигоцена началось отмирание тихоокеанской зоны субдукции, ранее окаймлявшей Антарктанды на всем их протяжении до моря Беллинсгаузена, и к настоящему времени она сохранилась лишь вдоль Южно-Шетландских островов; соответственно сокращался и ареал известково-щелочного магматизма. В олигоцене же произошло отделение Антарктанд от собственно Анд в связи с образованием впадины моря Скотия с океанской корой. В миоцене строение Антарктанд осложнилось образованием рифта пролива Брансфилд – еще одним проявлением новейшего рифтогенеза в Антарктиде.

10.6. Основные этапы развития Антарктиды

В составе древней Восточно-Антарктической платформы, в районе Земли Эндерби, выявлен один из немногих на Земле участков, где на поверхность выступают породы раннего архея с возрастом около 4 млрд лет. Более того, геологические соотношения показывают, что кратонизация в этом районе имела место уже в конце раннего архея, подобно Каапваальскому эократону в Южной Африке. Архейские образования вообще пользуются широким распространением в обнаженной части платформы и это позволяет предполагать, что эпиархейская консолидация могла охватить ее целиком. Однако значительные участки позднее испытали деструкцию и особенно тектонотермальную переработку. К проявлениям первой относится образование раннепротерозойского проторифта, или протогеосинклинали в районе гор Принс-Чарльз, к проявлениям второй – возникновение протяженного Вегенер-Моусонского гранулит-гнейсового пояса, возможно, первоначально связанного через Шри-Ланку с Восточно-Гатским поясом Индостана. Предпоследняя эпоха тектонотермальной переработки отвечает планетарной гренвильской, последняя – панафриканскому термотектогенезу. В итоге гренвильского диастрофизма Восточно-Антарктический кратон вошел в состав суперконтинента Родиния, заняв место между Лаврентией, Индией и Австралией и составив вместе с последними двумя Восточную Гондвану, отделенную от Западной, представленной в частности африканскими микроконтинентами, Мозамбикским океаном (см. рис.10-3). Как отмечалось выше, Мозамбикский пояс находит свое продолжение на западе Восточной Антарктиды, в районе Земли Королевы Мод (см. рис.10-4). С его замыканием связана коллизия Восточной и Западной Гондваны и формирование единого суперконтинента Гондваны. Произошло это уже в кембрии и окончательно к началу ордовика (рис.10-5);

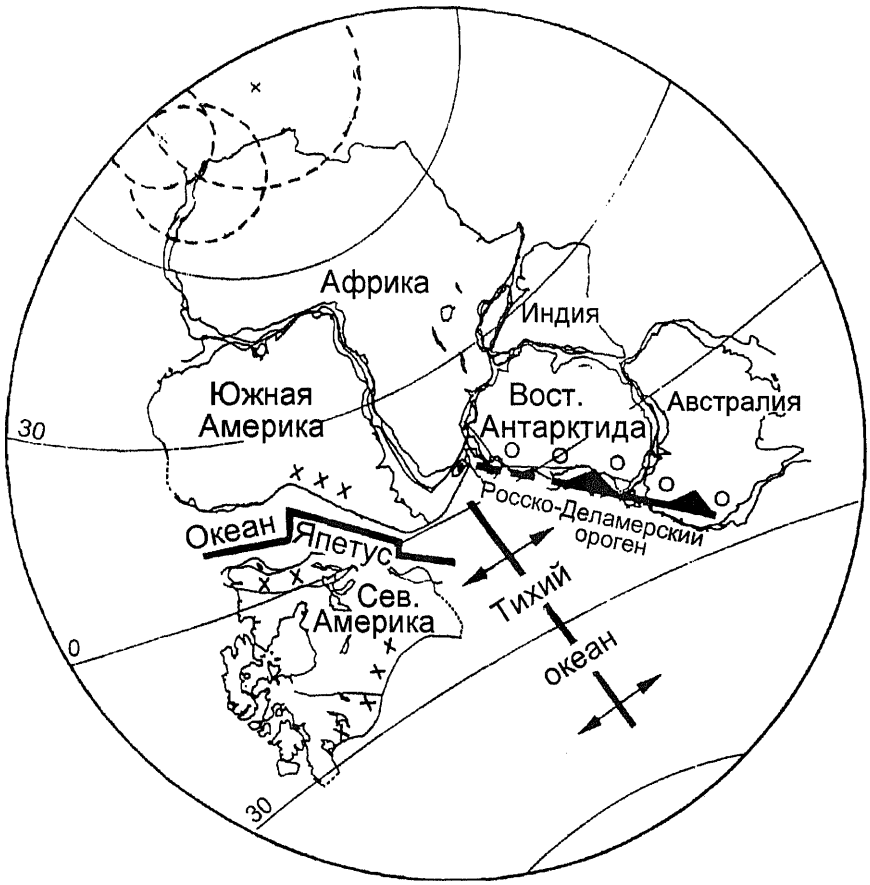


Рис. 10-5. Реконструкция Тихого океана и южного Япетуса на фоне заключительной амальгамации суперконтинента Гондвана в конце кембрия (~500 млн лет) с учетом палеомагнитных данных (по И.Диэлу)
Кружки и крестики, соответственно, отмечают Северо-Американскую и Восточно-Антарктическую–Австралийскую трапповые провинции

тогда завершилась и кратонизация Восточной Антарктиды.

Тем временем, в *неопротерозое* была сформирована западная окраина Восточно-Антарктического кратона, обращенная к новообразованному между Австралией–Антарктидой и Северной Америкой–Лаврентией Тихому океану. Эта окраина первоначально была пассивной и на ее склоне и подножии накопился сланцево-граувакковый флишоидный росский комплекс. В конце *венда* она превратилась в активную, здесь проявился бердморский орогенез, произошли складчатость, метаморфизм, внедрение гранитов. Но этим не завершилось орогенное развитие Россид; его заключительная фаза, собственно росская, относится уже к началу *ордовика*. В ордовике–*силуре* Россиды и платформа переживали общее поднятие. Между тем в районе Земли Виктории и Земли Мэри Бэрд, которая до образования моря Росса близко примыкала к Земле Виктории, а возможно, и в зоне Антарктанд продолжалось накопление толщ континентального склона и подножья. В *девоне – раннем карбоне* условия пассивной окраины вновь сменились на условия субдукции и произошел новый импульс орогенеза с внедрением плутонов гранитоидов. На северо-востоке Земли Виктории этот орогенез получил название борхгревинкского. Отсюда аккреция распространилась и на Западную Антарктиду.

Тем временем в девоне на платформе и в зоне Россид началось накопление осадочного чехла, известного здесь как биконский комплекс. Он совершенно идентичен комплексу Карру Южной Африки и «нижней гондване» Индостана и, подобно им, включает покровно-ледниковые отложения верхов карбона, угленосные нижней *перми*, континентальные верхней перми – *триаса* и завершается ранне- и среднеюрскими плато-базальтами Феррар. Аналоги этого комплекса развиты

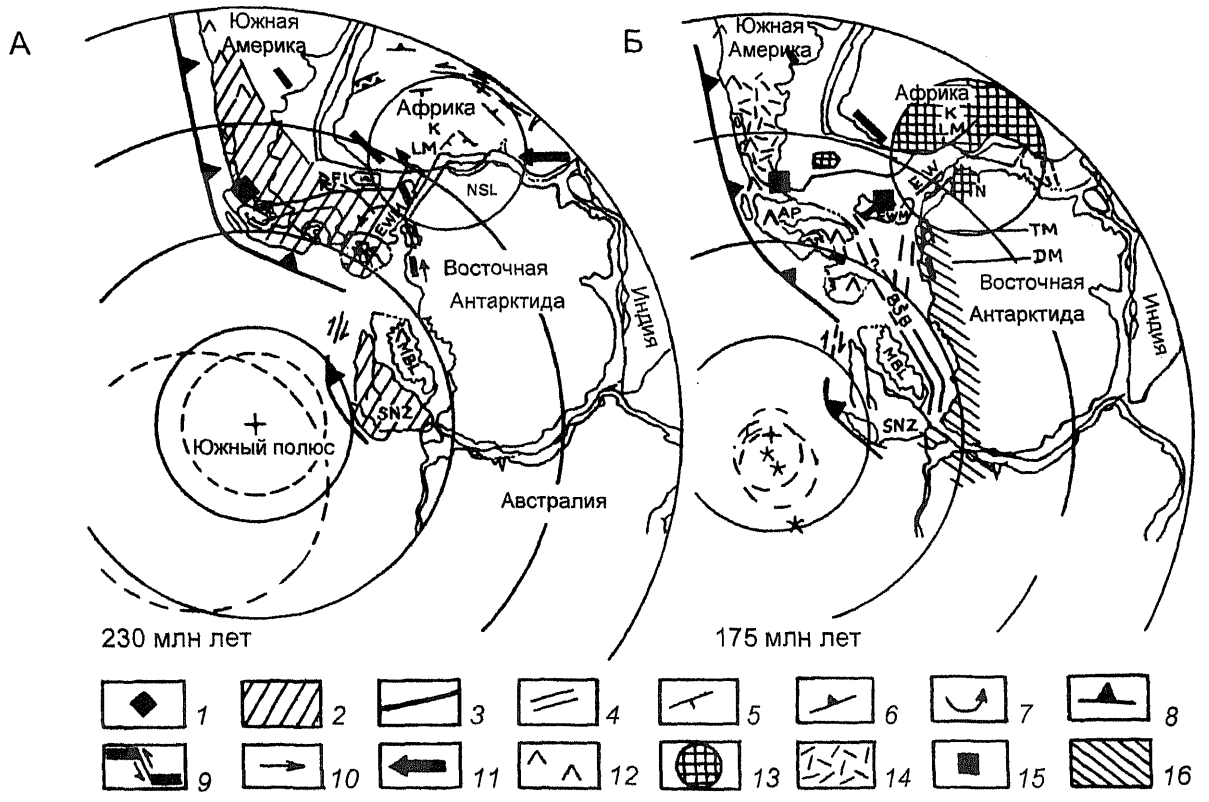


Рис. 10-6. Гондвана (по И.Диэлу)

А –в нижнем триасе (230 млн лет) после гондванского орогенеза; Б – в средней юре (175 млн лет) после вращения Фолклендского блока и блока Элсуэрт-Уайтмор; В – в поздней юре (150 млн лет) после начального разделения Восточной и Западной Гондваны; Г – в раннем мелу (125 млн лет) немедленно вслед за началом раскрытия Южной Атлантики; Д – по периферии Тихого океана в среднем мелу (90 млн лет) во время образования Патагонского ороклина и начала разделения Южной Америки и Антарктического полуострова; Е – Антарктида в конце палеогена (25 млн лет) немедленно после открытия пролива Дрейка.

1 – аккретированные подводные горы; *2* – аккретированный преддуговой прогиб; *3* – Гондванский ороген; *4* – рифтовый бассейн; *5* – нормальные сбросы; *6* – надвиги; *7* – вращение террейнов; *8* – зоны субдукции; *9* – оси спрединга и трансформные смещения; *10* – палеотечения; *11* – направления морских трансгрессий; *12* – магматические дуги; *13* – горячие точки/плюмы; *14* – кислый магматизм; *15* – внутриплитные гранитоиды; *16* – магматизм Феррар-Тасмановой провинции; залитые точки – неоген-четвертичные вулканиты. AP – Антарктический полуостров; EWM – блок гор Элсуэрт-Уайтмор; FI – террейн Фолклендских островов (схематично); K – впадина Карру; к – плюм Кергелен хр. Брокен (на рис.10-6Г); PO – Патагонский ороклин; B – о-ва Баллени; D – о-в Десепшн; R – траппы Раджмахал; NP – плато Натуралист; LM – моноклиналь Лебомбо; MBL – Земля Мэри Берд; SNZ – Южная Новая Зеландия (о-в Южный, плато Кемпбелл, поднятие Четем); TI – блок о-ва Терстон; BSB – подледный бассейн Берд; DM – массив Дюфек; NSL – Нейшвабенланд; EW – клин Эксилора; TM – горы Терон; E – вулканиты Этендека (на В), гора Эребус (на Г); P – вулканиты Параны; RVB – бассейн Рокас Вердес; HFZ – разлом Геро; GRI – остров Джеймс Росс; SFZ – зона разлома Шеклтон; SN – нунатаки Силл

и в террейне Элсуэрт-Уайтмор, где они подстилаются морским кембрием и обнаруживают значительную деформированность, сближающую этот террейн со Сьеррами Буэнос-Айреса и Капидами и указывающую на их былую близость, которая и находит свое отражение в реконструкциях Гондваны (рис.10-6).

В конце средней юры начинается распад Гондваны (см. рис.10-6) и в частности раскрытие Индийского океана с отделением Антарктиды от Африки, Мадагаскара и Шри-Ланки от Индостана и образование впадины моря Уэдделла с океанской корой. Чуть раньше возникла вулканическая дуга на месте будущих Антарктанд, вероятно на более древнем сиалическом основании, отторженном от Восточной Антарктиды – Россид. Началась субдукция под эту дугу со стороны океанской плиты Феникс (см. рис.10-6).

В середине *мела* Антарктанды превратились в ороген, испытавший затем несколько импульсов поднятий и гранитоидного магматизма (см. рис.10-6). Один из них в середине сенона совпал с отделением Австралии от Антарктиды. В позднем же мелу началось образование Западно-Антарктической рифтовой системы,

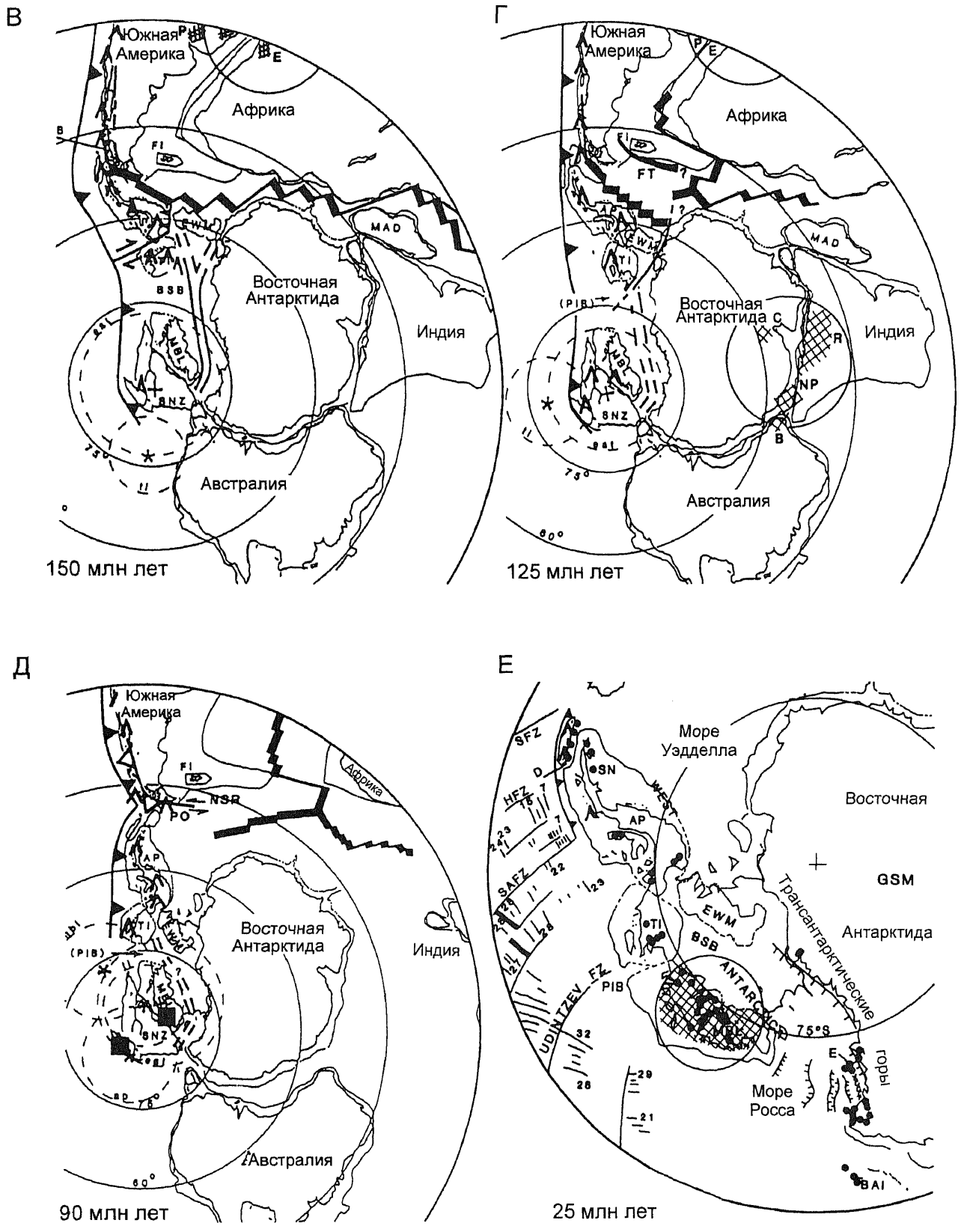


Рис.10-6 (окончание)

включавшей море Росса (см. рис.10-6). Рифтинг в этом море протекал примерно одновременно с раскрытием Тасманова моря, т.е. в основном в интервале поздний сенон – эоцен. Он привел к отделению Земли Мэри Бэрд с террейном о-ва Терстон и Антарктическим полуостровом от Восточной Антарктиды и к обособлению террейна Элсуэрт-Уайтмор.

В начале *олигоцена* (35 млн лет т.н.) произошло раскрытие моря Скотия, приведшее к отделению Антарктанд с Южно-Шетландскими и Южно-Оркнейскими о-вами от Южной Америки с о-вом Южная Георгия. Оно сопровождалось образованием крупных сдвигов по обе стороны новообразованной микроплиты Скотия, а главное, привело к полному обособлению Антарктиды. Восточная Антарктида с Трансантарктическим хребтом испытала поднятие с центром в районе подледных гор Гамбурцева и покрылась льдом; в *миоцене* это оледенение превратилось в покровное. В олигоцене же в связи с продолжающимся рифтингом в Западно-Антарктической системе в ее плечах – на Земле Мэри Бэрд, на блоке Элсуэрт-Уайтмор и в районе Земли Виктории на краю Восточной Антарктиды, а также в самом рифте произошла мощная вспышка щелочно-базальтового вулканизма, частично продолжающегося и в современную эпоху. Еще одной особенностью неотектонического этапа является проявление рифтинга с образованием грабенов, ориентированных радиально по отношению к полюсу.

Литература

Каменев Е.Н. Основные черты геологии и эволюции Антарктического щита в докембри. Автореф. дис. д-ра г.-м. наук. Л.: Наука, 1991, 32 с.

Behrendt J.C., Saltus R., Mc Caffurty A. et al. Tectonic inteerpretations of the West Antarctic rift system revealed by U.S. Geological Survey – GANOVEX and CASERTZ aeromagnetic surveys // Antarct. Journ. Review, 1995, p.16-17

Bentley C.R., Burkholder P.B., Clarke T.S. et al. 240-kilometer seismic and gravity profile on central west Antarctica // Antarct. Journ. Review, 1995, p.18-24

Birkenmajer K. Evolution of the Pacific margin of the northern Antarctic Peninsula: an overview // Geol. Rundschau, 1999, v.83, p.309-321

Clarke G.L., Sun S.-s., White RW. Grenville-age belts and associated terranes in Australia and Antarctica // AGSO J. Austr. Geol. Geoph., 1995, v.16, №1/2, p.25-39

Dalziel I.W.D. Antarctica: A tale of two upercontinents? // Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1992, v.20, p.501-526

Di Venere V.J., Kent D.V. Dalziel I.W.D. Mid-Cretaceous paleomagnetic results from Marie Byrd Land. West Antarctica: A test of post-100 Ma relative motion between East and West Antarctica // J. Geoph. Res., 1994, v.99, №138, p.15115-15134

Di Venere V., Kent D.V., Dalziel I.W.D. Early Cretaceous paleomagnetic results from Marie Byrd Land. West Antarctica: Implication for the Weddel Sea collage of crustal blocks // J. Geoph. Res., 1995, v.100, №B5, p.8133-8155

Flottmann T., Gibson G.M., Kleinschmidt G. Structural continuity of the Ross and Delamerian orogens of Antarctica and Australia along the margin of the paleo-Pacific // Geology, 1993, v.21, p.319-322

Geological evolution of Antarctica. M.R.A.Thomson, J.A.Crank, J.W.Thomson – eds. Cambridge Univ. Press, 1991

Gibson G.M., Ireland T.R. Extension of Delamerian (Ross) orogen into western New Zealand: Evidence from zircon ages and implications for crustal growth along the Pacific margin of Gondwana // Geology, 1996, v.24, №12, p.1087-1090

Grad M., Shiobara H., Janik T. et al. Crustal model of the Bransfield Rift, West Antarctica, from detailed OBS refraction experiments // Geophys. J. Int., 1997, v.130, p.506-518

Hand M., Scrimgeour I., Striwe K., et al. Geological observations in high-grade mid-Proterozoic rocks from Else Platform, Northern Prince Charles Mountains region, East Antarctica // Austr. J. Earth Sci., 1994, v.41, p.311-329

Jacobs J., Fanning C.M., Henjer-Kunst F. et al. Continuation of the Mozambique Belt into East Antarctica: Grenville-age metamorphism and polyphase Pan-African high-grade events in central Dronning Maud Land // J. Geol., 1998, v.106, p.385-406

Klepeis K.A., Lawver L.A., Tectonics of the Antarctic-Scotia plate boundary near Elephant and Clarence Islands, West Antarctica // J. Geophy. Res., 1996, v.101, №139, p.20211-20231

Mc Adoo D., Laxon S. Antarctic tectonics : constraints from an ERS-1 satellite marine gravity field // Science, 1997, v.276, p.556-560

Mc Carron J.J., Larter R.D. Late Cretaceous to Early Tertiary subduction history of the Antarctic Peninsula // J. Geol. Soc. Lond., 1998, v.155, p.255-268

Pankhurst R.J., Weaver S.D., Bradshaw J.D. et al. Geochronology and geochemistry of pre-Jurassic superterranes in Marie Byrd Land, Antarctica // J. Geoph. Res., 1998, v.103, №B2, p.2529-2547

Rees M.N., Duebendorfer E.M., Thorstenson D.J. The Ellsworth mountains terrane: Its origin and accretion to East Antarctica // Antarct. Journ. Review, 1995, p.65-67

Salvin F., Brancolini G., Busetti M. et al. Cenozoic geodynamics of the Ross Sea region, Antarctica: Crustal extension, intraplate strike-slip faulting, and tectonic inheritance // J. Geoph. Res., 1997, v.102, №B11, p.24669-24696

Storey B.C., Macdonald D.I.M., Dalziel I.W.D. et al. Early Paleozoic sedimentation, magmatism and deformation in the Pensacola Mountains, Antarctica: The significance of the Ross orogeny // GSA Bull., 1996, v.108, №6, p.685-707

Stump E. The Ross Orogen of the Transantarctic Mountains. N.-Y., Cambridge Univ. Press, 1995, 250 p.

Tanahashi M., Ishihara T., Yuasa M. et al. Preliminary report of the TH 95 Geological and geophysical survey results in the Ross Sea and Dumont d'Urville Sea // Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci., 1997, v.10, p.26-58

Weaver S.D. Storey B.C., Pankhurst R.J. Antarctica – New Zealand rifting and Mary Byrd Land lithospheric magmatism linked to ridge subduction and mantle plume activity // Geology, 1991, v.22, p.811-814

Weddell Sea tectonics and Gondwana break-up. B.C.Storey, E.C.King a. R.A.Livermore – eds. Geol. Soc. Lond. Publ. 108, 1996, 284 p.

Глава 11

АЛЬПИЙСКО-ГИМАЛАЙСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

Альпийско-Гималайский пояс (рис.11-1) включает покровно-складчатые горные сооружения, сформированные в пределах мезозойского океана Неотетис в кайнозойскую эру. Он охватывает юг Европы, крайний северо-запад Африки, Юго-Западную, Южно-Центральную и запад Юго-Восточной Азии, протягиваясь на расстояние 16 тыс. км от Гибралтара до Индонезии. Составляющие этот пояс сооружения образуют несколько ветвей. Одна из них начинается на западе Пиренеями, продолжается Альпами и Карпатами; последние образуют выпуклую к востоку дугу и сочленяются к югу от Дуная с Балканидами, которые, пересекая юго-западный угол Черного моря, находят свое дальнейшее продолжение в Понтидах Северной Анатолии, в Малом Кавказе и Эльбурсе на севере Ирана, который юго-восточнее Каспийского моря смыкается с Копетдагом, образуя Туркмено-Хорасанские горы, и вместе с последними заканчивается близ ирано-афганской границы.

Другая ветвь Альпийско-Гималайского пояса зарождается северо-восточнее предыдущей на западе в Северной Добрудже, а восточнее включает Горный Крым, Большой Кавказ и Копетдаг, заканчиваясь в Северном Афганистане.

Третья ветвь отчленяется от юго-западного окончания Альп на севере Италии и представлена Апеннинами, которые на юге через Калабрию и Сицилию поворачивают к западу и за Тунисским проливом продолжаются цепями Телля в Тунисе и Алжире и сооружением Эр-Рифа в Марокко. Последнее на западе через Гибралтарскую дугу соединяется с Бетской Кордильерой на юге Иберийского п-ова, прослеживающейся до Балеарских островов, обрываясь затем наложенной молодой Алжиро-Прованской впадиной, но первично в обход Сардинии с востока она, вероятно, выходила через северо-восточную Корсику на соединение с Альпами.

Четвертая ветвь Альпийско-Гималайского пояса примыкает своим северо-западным концом к восточному окончанию Южных Альп. Она протягивается вдоль Адриатического моря через Динариды и Эллиниды, пересекает Эгейское море в виде Критской дуги, продолжается Тавридами на юге Анатолии, Загросом на юго-западе Ирана, Белуджистанскими цепями Пакистана и Гималаями. Последние торцово сочленяются на востоке с Индо-Бирманскими цепями, находящими свое южное продолжение в Зондско-Бандской дуге Индонезии, на крайнем юго-востоке смыкающейся с Западно-Тихоокеанским поясом, представленным Филиппинами и северо-западным окончанием Меланезийской дуги.

Принадлежность Альпийско-Гималайского пояса трем материкам – Европе, Африке и Азии, наряду с его внутренним единством, и побудила выделить его характеристику в отдельную главу.

11.1. Пиренейско-Эльбурская ветвь

11.1.1. Пиренеи

Наиболее западное звено этой ветви Альпийско-Гималайского пояса представлено Пиренеями (рис.11-2). Эта покровно-складчатая система протягивается на 1000 км в широтном направлении от юго-восточной подводной окраины Бискайского залива до Прованса, где на нее надвинуты с севера более молодые передовые складки Французских Альп. Протяженность собственно Пиренейского хребта, достигающего высоты 3404 м, составляет около 450 км при ширине порядка 100 км. Пиренейское сооружение, возникшее на границе Евразийской и Иберийской плит в позднем эоцене, построено относительно симметрично, но с преобладанием южной вергентности, окаймляясь с севера и юга молассовыми прогибами, из которых северный – Адурский, открывается к западу в Бискайский залив, а южный – Эбро, напротив, замыкается на западе.

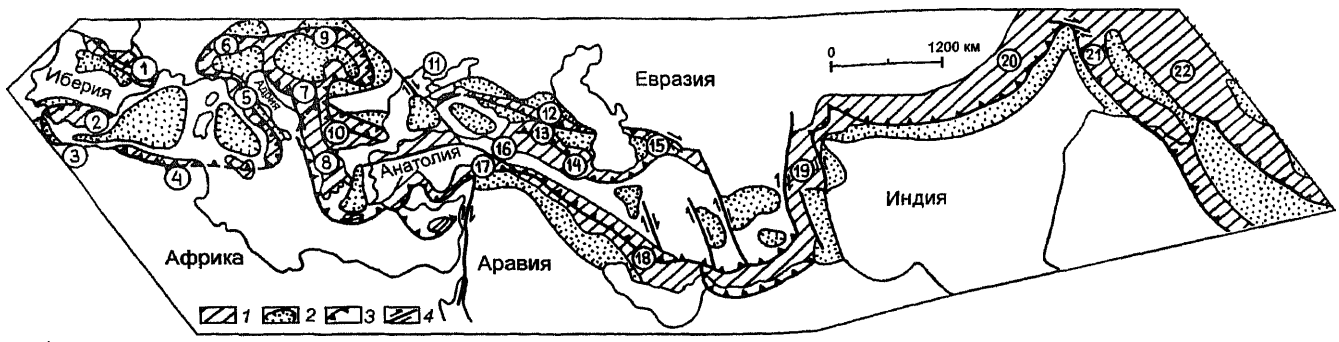


Рис.11-1. Общая схема структуры Альпийско-Гималайского пояса

1 – складчато-покровные сооружения: цифры в кружках: 1 – Пиренеи, 2 – Бетская Кордильера, 3 – Эр–Риф, 4 – Телль-Атлас, 5 – Апеннины, 6 – Альпы, 7 – Динариды, 8 – Эллиниды, 9 – Карпаты, 10 – Балканиды, 11 – Горный Крым, 12 – Большой Кавказ, 13 – Малый Кавказ, 14 – Эльбурс, 15 – Копетдаг, 16 – Восточные Понтиды, 17 – Тавриды, 18 – Загрос, 19 – Белуджистанские цепи, 20 – Гималаи, 21 – Индо-Бирманские цепи, 22 – Зондско-Бандская дуга; *2* – передовые прогибы и межгорные впадины; *3* – надвиговые фронты; *4* – сдвиги

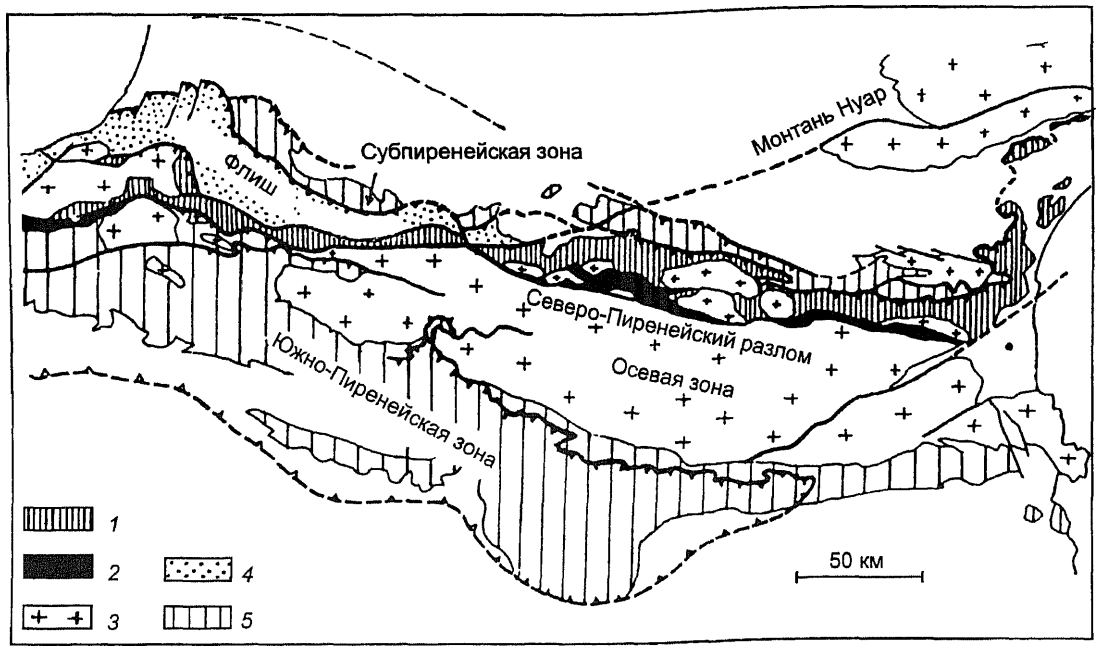


Рис. 11-2. Тектоническая схема Пиренеев (по Ж.Дебельмасу)

1 – Северо-Пиренейская зона; 2 – Метаморфический пояс; 3 – Осевая зона; 4 – флиш; 5 – Южно-Пиренейская зона

Ведущую роль в структуре Пиренеев играет Северо-Пиренейский разлом (рис.11-3), в настоящее время крутой надвиг к северу Осевой зоны сооружения, но в период его заложения трансформный левосдвиговый разлом между двумя литосферными плитами. В структуре *Осевой зоны* основное значение имеют выступы герцинского гранитно-метаморфического основания, часто представленные гранито-гнейсовыми куполами. В подошве палеозойского комплекса находятся гнейсы и гранулиты, предположительно относимые к до-

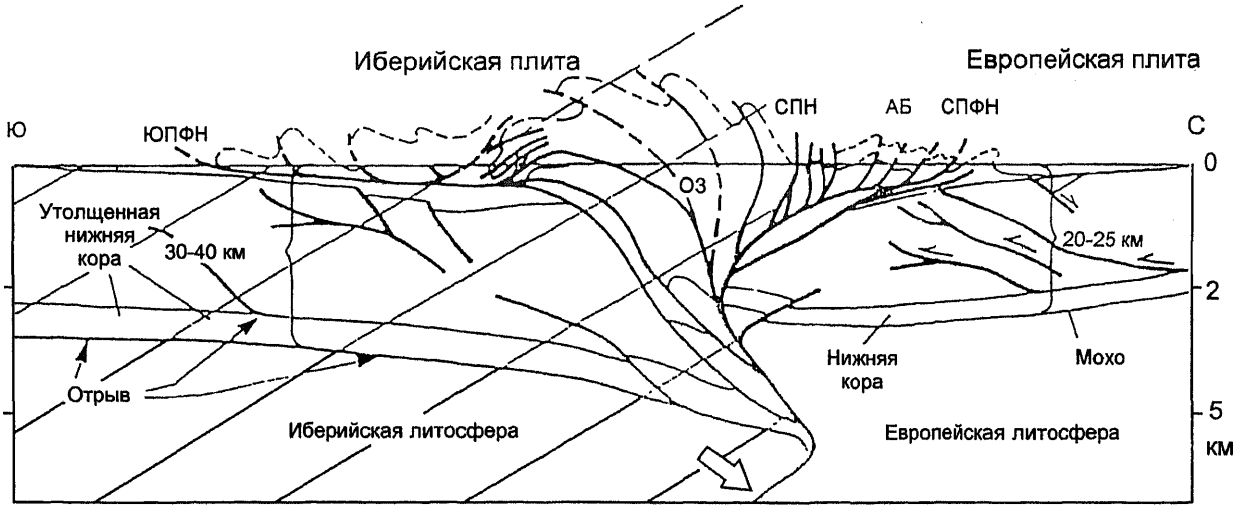


Рис. 11-3. Геолого-геофизический профиль через Пиренеи (по Ж.Дебельмасу)

ЮПФН – Южно-Пиренейский фронтальный надвиг; ОЗ – Осевая зона; СПН – Северо-Пиренейский надвиг; АБ – Аквитанский басейн; СПФН – Северо-Пиренейский фронтальный надвиг

кембрию (кадомский комплекс?), а выше залегает мощная толща метаморфизованных в нижней части (кембрий–ордовик) в амфиболитовой, а выше в амфиболитовой–зеленосланцевой фациях глинисто-сланцевых (силур) и терригенно-карбонатных (девон – средний карбон) отложений. Первое несогласие наблюдается в основании карбона, но главное – в середине вестфала; за ним следует накопление верхнекаменноугольных и пермских моласс с одновременным внедрением плутонов гранитоидов. Молассы сменяются германотипным триасом с эвапоритами вверху и излияниями базальтоидов («офитов»). Они выполняют в основном рифтовый прогиб на северном краю сооружения. Согласно залегающие юрско-нижнемеловые отложения представляют платформенный чехол, общий для Иберии и Европы. Заложение Пиренейской подвижной системы относится к концу раннего мела (поздний апт – средний альб), когда на месте будущей Северо-Пиренейской зоны одновременно с раскрытием Бискайского залива возник глубокий рифтовый прогиб, выполнявшийся вначале темными сланцами. В сеномане он испытал первый импульс сжатия с внедрением мантийных отторженцев – лерцолитов, а в дальнейшем здесь накапливался карбонатный флиш. На рубеже мела и палеогена проявилась новая фаза деформаций, но главная фаза, поэтому называемая пиренейской, наступила в позднем эоцене. На южном склоне деформации продолжились в олигоцене, а с миоцена начался общий подъем сооружения.

В структурном отношении к северу от главного Северо-Пиренейского разлома выделяется две зоны: *Северо-Пиренейская*, в которой в складчато-надвиговые северо-вергентные деформации вовлечен выступающий местами герцинский фундамент, и *Субпиренейская*, в которой чехол, включающий кайнозой, сорван с фундамента по триасовым эвапоритам и дислоцирован слабее; это уже фактически южное крыло передового прогиба. *Южно-Пиренейская зона* значительно шире Северо-Пиренейской и имеет типичное многоярусное покровное строение. Верхние покровы – это покровы чехла, сорванные по триасовым эвапоритам, а в строении нижних покровов участвует герцинский фундамент. Порядок формирования покровов – от верхних к нижним. Эти покровы достигают передового прогиба Эбро, выполненного олигоцен-миоценовыми молассами, с олигоценовыми эвапоритами в центре.

11.1.2. Альпы

Альпийская покровно-складчатая система образует выпуклую к северо-северо-западу дугу протяженностью в 1200 км, своим юго-западным окончанием достигающую Средиземного моря и северо-востока о-ва Корсика, а на северо-востоке погружающуюся под поперечную впадину Венского бассейна (рис.11-4). На юго-западе она шарнирно смыкается с Апеннинами в районе Генуи, а на юго-востоке к ней примыкают Динариды. С севера на значительном протяжении вдоль Альп простирается передовой молассовый прогиб, а на юге их отделяет от Апеннин общий Паданский межгорный прогиб.

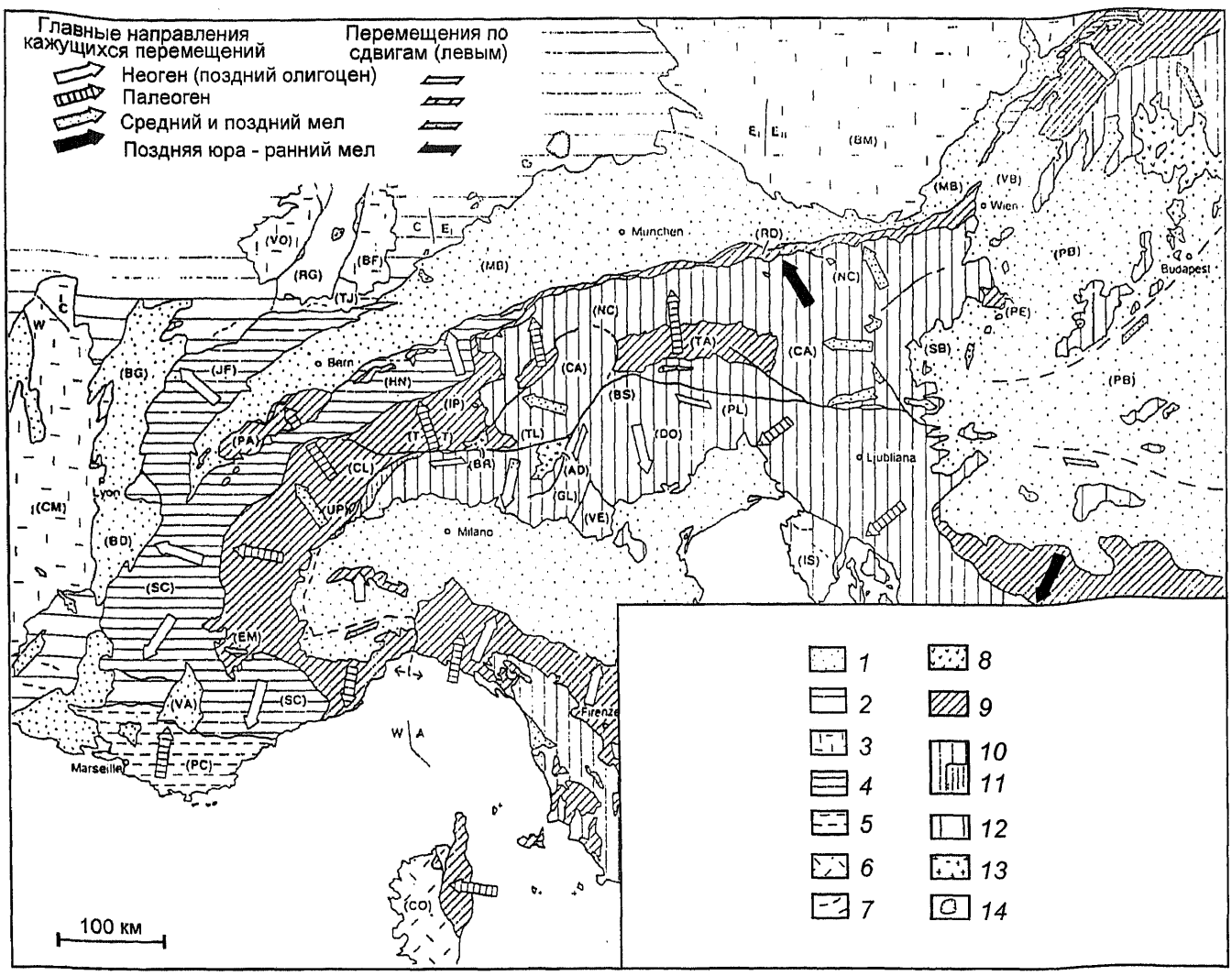


Рис. 11-4. Тектоническая схема Альп (по Р.Трюмпи)

1 – олигоцен-неогеновые бассейны; 2 – европейский мезозой и эоцен; 3 – европейский фундамент; 4–5 – складки и покровы: 4 – европейские, 5 – пиренейские; 6 – иберийский фундамент (Корсика); 7 – складки форланда; 8 – неогеновые вулканиты; 9 – Пеннинские, Лигурийские и внутренние Динарские покровы; 10 – покровы и складки апулийского (адриатического) происхождения; 11 – зона Ивреа; 12 – апулийский мезозой и палеоген; 13 – третичные гранитоиды; 14 – импактные кратеры. *Европейский форланд, бассейны форланда и межгорные впадины*: BD – Нижний Дофинэ, BF – Шварцвальд, BGr – грабен Бресс, BM – Богемский массив, CM – Французский Центральный массив, CO – Корсика, MB – Молассовый бассейн, PB – Паннонский бассейн, PC – цепи Прованса, RGr – Рейнский грабен, SB – Штирийский бассейн, TJ – Столовая Юра, VA – бассейн Валенсоль, VB – Венский бассейн, VO – Вогезы; *внешние зоны*: HN – Гельветские покровы, JF – складки Юры, SC – Субальпийские цепи; *пеннинские и австроальпийские покровы*: CA – покровы центрального австроальпийского фундамента, EM – покровы Амбрюне, IP – интрапеннинский комплекс; NC – Северные Известняковые Альпы; PA – Предальпы; RD – Рено-Дунайский флиш; RE – тектоническое окно Рехниц; TA – тектоническое окно Тауэрн; TT – кульминация Тичино-Точе; UP – ультрапеннинские покровы; *третичные гранитоиды*: AD – Адамелло, BR – Бергель, IS – Истрия

Предальпийский прогиб замыкается на западе в районе Женевы. Он возник в конце эоцена и заполнен олигоцен-миоценовыми молассами мощностью до 6 км, подстилаемыми платформенным чехлом мезозоя – нижнего палеогена. Этот чехол смят в складки и нарушен надвигами в северном борту прогиба, в Юрских горах. Чехол здесь сорван с палеозойского фундамента по триасовым эвапоритам под напором со стороны Альп в конце миоцена. Тогда же были деформированы молассы внутреннего крыла передового прогиба.

Северная, Внешняя мегазона Альп, сформированная на основе Западно-Европейской эпигерцинской платформы, состоит из трех зон. В Центральных Альпах это Гельветская зона, состоящая из пакета тектонических покровов чехла, представленных отложениями, в основном карбонатными и глинистыми, пассивной

окраины Евразии, от пермских до эоценовых, и переброшенных к северу через Внешние Кристаллические массивы. Эти массивы сами надвинуты к северу; они образованы глубоко метаморфизованными породами и гранитами герцинского и кадомского комплексов, включая нижнепалеозойские офиолиты. В Восточных Альпах Гельветская зона суживается и в конце концов оказывается полностью перекрытой покровами более южных зон. В Западных, Французских Альпах Внешняя мегазона, напротив, расширяется и выражена Субальпийскими цепями в области Дофинэ, которые на северо-востоке смыкаются со складчатой Юрой. Эта Субальпийская зона шире Гельветской и имеет менее напряженную складчато-надвиговую структуру. На юге она расширяется и в палеогеографическом смысле включает отложения не только шельфа пассивной окраины, но и относительно глубокого Воконтского прогиба с черносланцевыми осадками.

Центральная мегазона Альп в палеотектоническом смысле соответствует океанскому бассейну Западного Тетиса, раскрывшемуся в конце средней юры и развивавшемуся в течение поздней юры и раннего мела. Основная часть этого бассейна была общей для Альп и Северных Апеннин и называется Лигурийско-Пьемонтской. Спредингу предшествовал континентальный рифтинг асимметричного типа в середине триаса и повторно в первой половине юры (рис.11-5). В Западных Альпах помимо основного бассейна в раннем мелу воз-

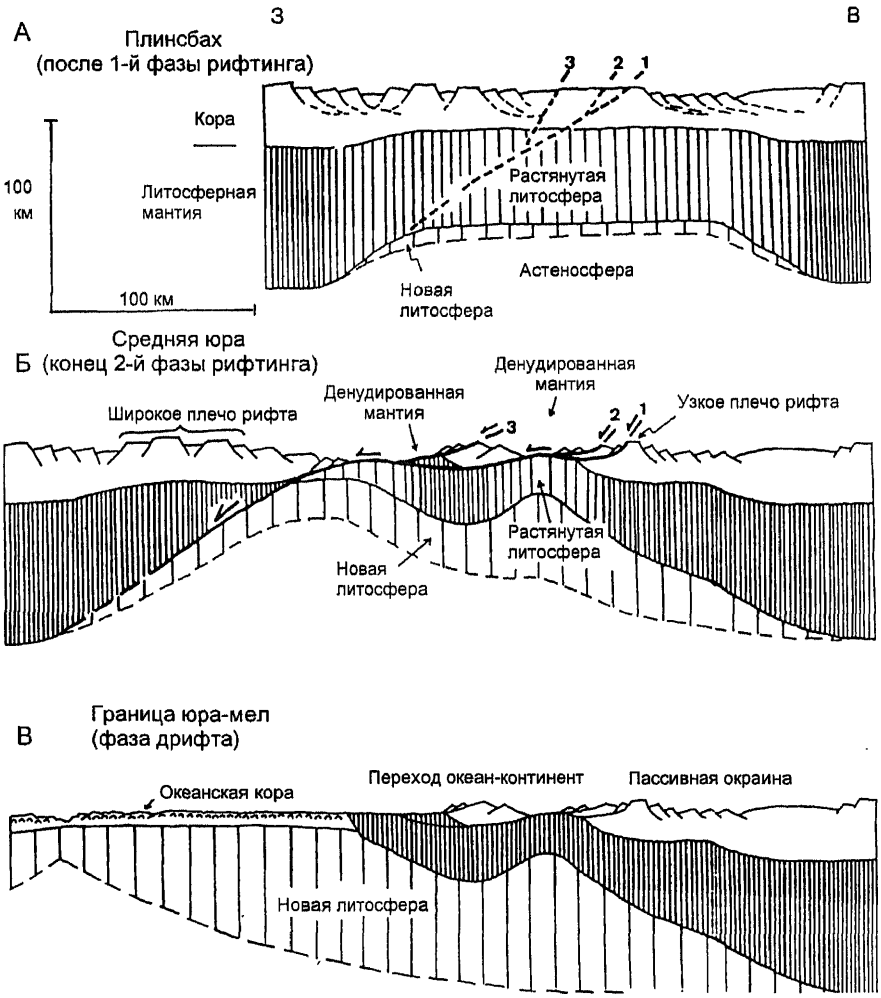


Рис. 11-5. Реконструированная кинематическая эволюция Пьемонтско-Лигурийского океана и его пассивных окраин (по Н.Фройцхейму и др.)

Син- и посткинематические осадочные образования не показаны. А – ситуация после общего чисто сдвигового растяжения во время 1-й фазы рифтинга со следами будущих срывов 2-й фазы (1, 2, 3); Б – ситуация после 2-й фазы рифтинга непосредственно перед разрывом континентальной коры; наклоненные к западу срывы способствовали в двух местах эксгумации мантии; В – фаза дрифта

ник другой, Валисский трог с корой океанского типа, отделенный от собственно Пьемонтского Брианconским микроконтинентом. Океанская кора мегазоны, ныне представленная офиолитами, первично перекрывалась мощной толщей черных сланцев, испытавших затем начальный метаморфизм и превращенных в «блестящие сланцы», а затем мел-нижнепалеогеновым флишем. В настоящее время все четыре элемента строения мегазоны – континентальный субстрат, офиолиты, «блестящие сланцы» и флиш образуют сложные и самостоятельные тектонические покровы, перемещенные на большое расстояние к северу, особенно в Центральных Альпах, где они образуют самостоятельный покровный комплекс Предальп (см. рис.11-4), перекрывающий Гельветские покровы. А в Восточных Альпах эти образования, напротив, выступают в огромных тектонических окнах Тауэрна и Энгадина из-под еще более высоких и южных Австроальпийских покровов (рис.11-6). В этой же части Альп флиш слагает самостоятельную зону, к востоку все более перекрывающую Гельветскую. На нее здесь, в свою очередь, надвинуты Австроальпийские покровы, родиной которых

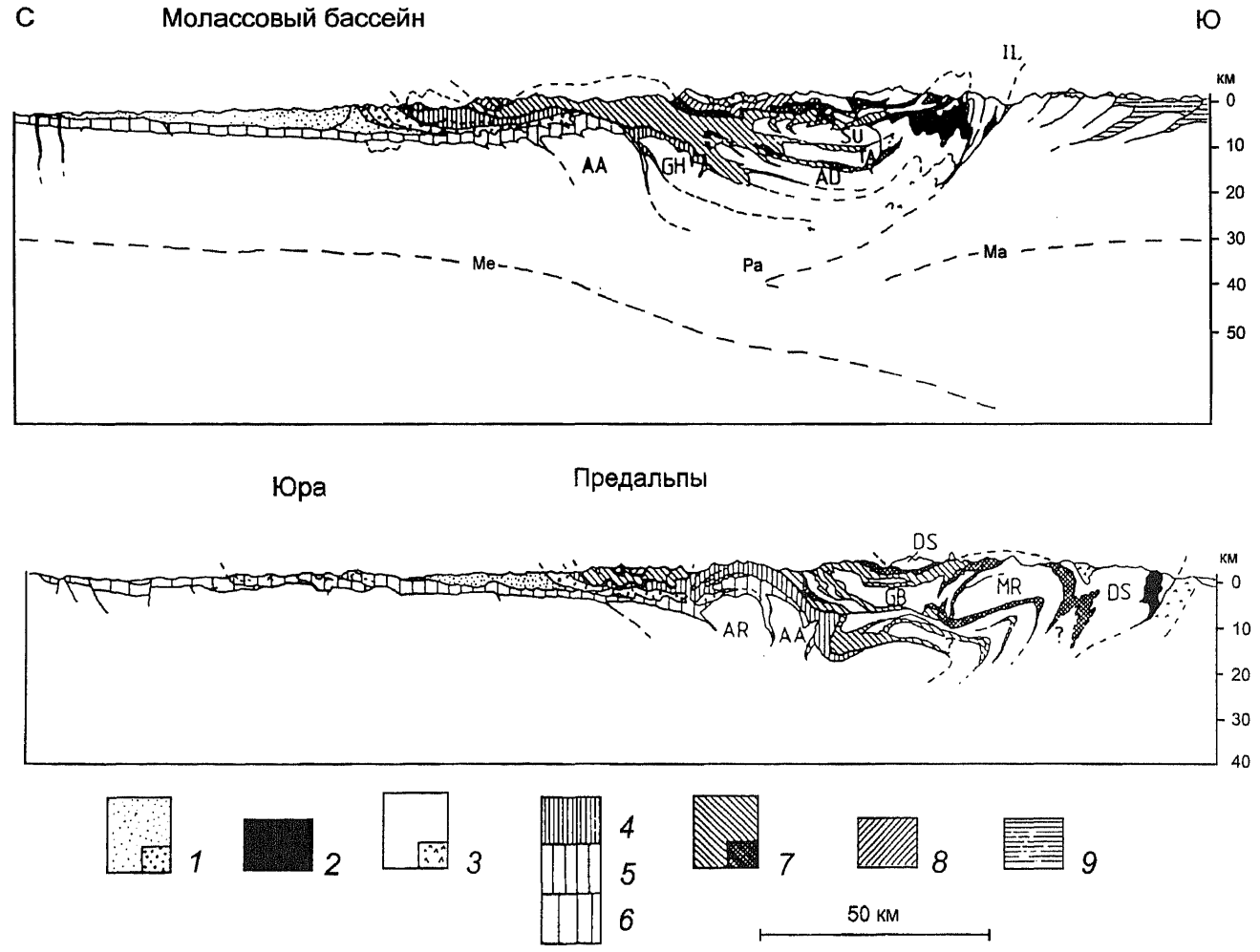


Рис. 11-6. Профили через Швейцарские Альпы (по Р.Трюмпи)

Верхний профиль – через восточную часть, нижний – через западную. *1* – олигоцен–миоцен (в углу субальпийская моласса и северогельветский флиш); 2 – третичные гранитоиды на юге и вулканиты на севере; 3 – фундамент (в углу нижняя кора – Ивреа); 4–6 – европейские элементы: 4 – Гельветикум и Ультрагельветикум, 5 – Юра и Инфрагельветикум, 6 – форланд; 7 – промежуточные элементы – Пенниникум (в углу – офиолиты); 8–9 – апулийские (адриатические) элементы: 8 – австроальпийские покровы, 9 – Южные Альпы. Me – европейское Мохо; Ma – апулийское (адриатическое) Мохо; Pa – фронт апулийского индентора (Адрии); *массивы*: AR – Эгий Руж, AA – Аар, GH – Готард; *Пеннинские покровы*: AD – Адула, TA – Тамбо, SU – Сюретта, GB – Гран Сен Бернар, MR – Монте Роза; *ультрапеннинский покров*: DS – Данбланш–Сезиа; IL – Инсубрийская (Периадриатическая) линия

является южное обрамление Лигурийско-Пьемонтского океана. В сложении этих покровов участвуют кадомский и герцинский кристаллический фундамент, палеозойские отложения пассивной окраины Гондваны, триасово-нижнемеловые карбонаты. Нижние покровы включают породы допермского фундамента, верхние представляют покровы чехла. Первые деформации на востоке начались в конце юры – начале мела, но основное перемещение покровов произошло в середине мела (это и есть австрийская фаза Штилле), о чем свидетельствует несогласное залегание поверх покровов обломочных отложений верхнего турона – эоцена (так называемая фация Гозау). Дальнейшее перемещение Австроальпийских покровов к северу происходило уже в олигоцен-миоцене совместно с подстилающими покровами более внешних зон.

Южная мегазона Альп вторично отделена от основной части сооружения молодым, олигоцен-миоценовым Инсубрийским разломом, представляющим верхнекоровый взбросо-сдвиг, по которому произошло некоторое обратное надвигание центральных зон к югу и правостороннее смещение минимум на 80 км, а также внедрение плутонов гранитоидов. Южные Альпы рассматриваются как выступ Апулийской (или Адриатической) континентальной микроплиты – отторженца Гондваны, надвинутой начиная с середины мела на Евразийскую плиту с образованием Альпийского сооружения. Фундамент микроконтинента обнажается вдоль северного края мегазоны; в зоне Ивреа на западе он обнажен до гранулитовых низов коры и перехода к мантии. Чехол в общем сходен с австроальпийским, но на востоке в верхнем палеозое появляются морские фации, а верхний мел и нижний палеоген представлены флишем. Структура Южных Альп складчато-надвиговая, южно-вергентная, со срывом чехла с фундамента по верхнепермским или верхнетриасовым эвапоритам.

Паданский молассовый прогиб является общим для Альп и Апеннин – тыльным для первых, передовым для вторых. Он вмещает молассовую толщу исключительно большой мощности – 9 км, только плиоцена и плейстоцена. На юго-востоке прогиб продолжается вдоль Апеннин (см. раздел 11.4.1).

Если не считать позднекиммерийских деформаций на юго-востоке, связанных с закрытием «океана Мелиата» (см. раздел 11.1.3), первые интенсивные деформации сжатия Альпийский ороген испытал в середине мела, особенно их восточный сегмент (рис.11-7). Эти деформации сопровождались метаморфизмом, как нормальным, так и высокого давления – низкой температуры. После короткой паузы деформации возобновились в конце эоцена и особенно в олигоцене, уже на фоне коллизии Апулии и Евразии, приведшей к общей инверсии и заложению молассовых прогибов. Деформации на периферии орогена продолжались вплоть до позднего миоцена, а напряжения сжатия сказываются и в настоящее время, вызывая медленный (1 мм/г) подъем Альп, сопоставляемый со скоростью их денудации.

11.1.3. Карпаты

Карпаты отделены от Альп наложенным поперечным прогибом Венского бассейна, но в его основании альпийские покровы непрерывно продолжаются в Карпаты. Карпатская покровно-складчатая система образует огромную, протяженностью в 1500 км выпуклую к востоку дугу, обоими концами упирающуюся в Дунай – западным у Братиславы, юго-западным у Железных Ворот (рис.11-8). Совершенно естественно, что при такой протяженности Карпаты разделяются на сегменты – Западный, Восточный и Южный, довольно существенно отличающиеся по своему строению, но вместе с тем выдерживающие общую поперечную зональность. Эта зональность выражается в повсеместном присутствии трех главных зон (мегазон) – передового прогиба, Внешней, флишевой зоны и Внутренней зоны, которую в Румынии именуют кристаллически-мезозойской, поскольку в ней широко выступает на поверхность доальпийский кристаллический фундамент, а его чехол составляют в основном мезозойские образования.

Предкарпатский прогиб своим внешним краем наложен на различные структурные элементы доальпийской Европы – от Богемского массива на северо-западе до Восточно-Европейского кратона на востоке и Мёзийской плиты на юге. Он развивался начиная со среднего миоцена и вплоть до позднего миоцена – плейстоцена на юго-востоке и юге. Его молассовое выполнение включает среднемиоценовые эвапориты и достигает наибольшей мощности – до 10 км, на повороте от Восточных к Южным Карпатам. Внутреннее крыло прогиба участвует в покровной структуре Карпат и само частично перекрыто флишевыми покровами, а в центральной части прогиба на юго-востоке развиты диапировые складки с ядрами из миоценовых эвапоритов.

Флишевая Внешняя мегазона Карпат резко расширяется по сравнению со своим восточно-альпийским продолжением – зоной Рейнско-Дунайского флиша, в свою очередь возникшей на продолжении Валисского трога Западных Альп. Она сложена мощной толщей мел-палеогенового флиша, которая завершается на уровне олигоцена – нижнего миоцена во внутренней части зоны переходными к молассам песчаными образованиями, а во внешней – черносланцевой, эвксинского типа мелилитовой формацией. Мегазона пред-

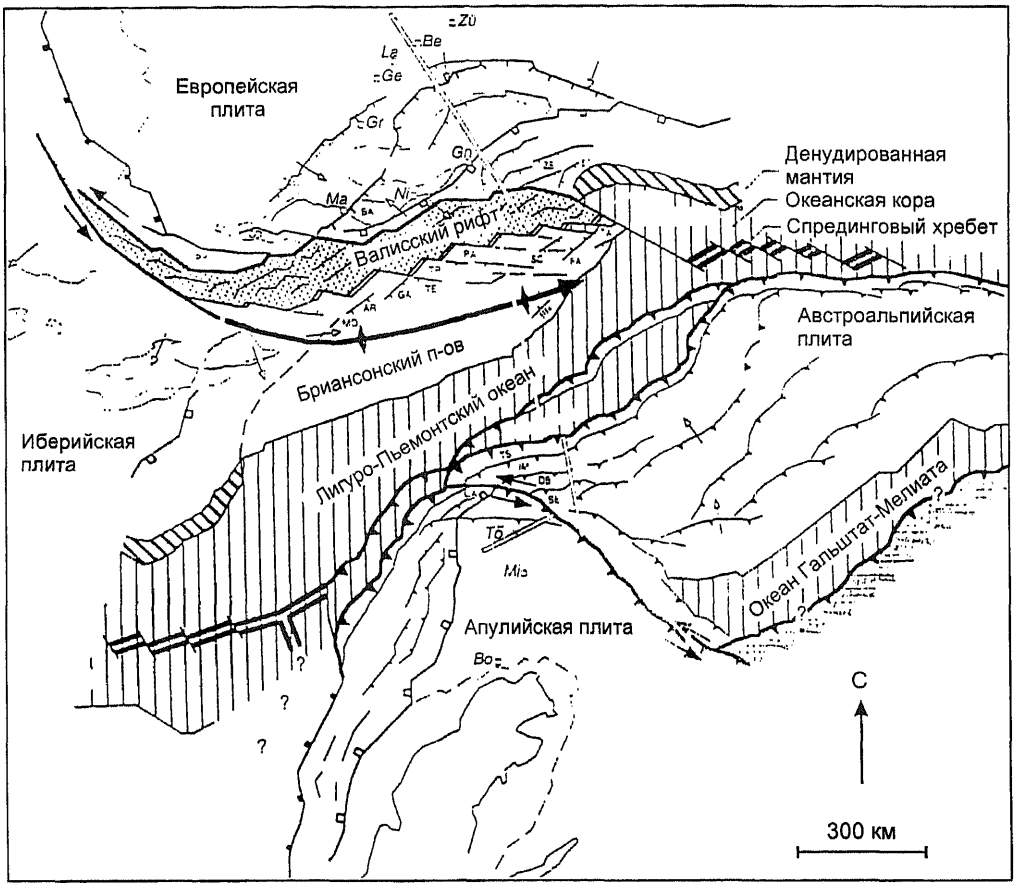


Рис. 11-7. Раннемеловая палинспастическая карта Альпийского региона (по Р.Маршану и Ж.Штемпфли)
Раскрытие Валисского "океана" приводит к субдукции Лигуро-Пьемонтского океана под Апулийскую плиту. Бриансонская зона становится полуостровом Иберийской плиты. Австроальпийская плита отделяется от Апулийской прото-Инсубрийской линией

ставляет собой огромную аккреционную призму – пакет покровов чехла с амплитудой перемещения к северу в десятки километров. Этот пакет залегает на погруженном краю Евразийской плиты, который уходит под него на значительное расстояние (рис.11-9). Пакет флишевых покровов сформировался в основном к началу среднего миоцена, но в его тыльной части перемещения начались несколько раньше. Строение покровного комплекса с выделением отдельных пластин несколько различается в разных сегментах Карпат, откуда и их различная номенклатура, но эти различия в общем не носят принципиального характера.

В Западных и в северной части Восточных Карпат в пограничной полосе между Внешней и Внутренней мегазонами выделяется крайне своеобразная и играющая весьма важную роль в строении и особенно эволюции орогена *Пьенинская Утесовая (клипповая) зона.* Ее протяженность только в Западных Карпатах составляет более 500 км, а ширина – всего до 15 км. Эта уникальная в своем роде зона представляет макромеланж, в котором хаотически перемешаны юрские и нижнемеловые преимущественно карбонатные образования, мелководные и пелагические. Именно биогенные известняки образуют утесы (клиппы), создающие неповторимый рельеф данной зоны, а мергели среднего и верхнего мела составляют «оболочку» этих утесов. Но самым примечательным является развитие вдоль южного края зоны альб-сенонских конгломератов, содержащих весьма разнообразную «экзотическую» гальку, в том числе триасовых известняков, юрско-нижнемеловых вулканитов, меловых (?) гранитов, а главное, обломки офиолитов и глаукофановых сланцев позднеюрского возраста в баррем-аптских «ургонских» известняках. С альбом совпадает начало деформаций зоны, связанных со столкновением Внутренних Карпат с краем Евразийской плиты. За этим последовал срыв пьенин-

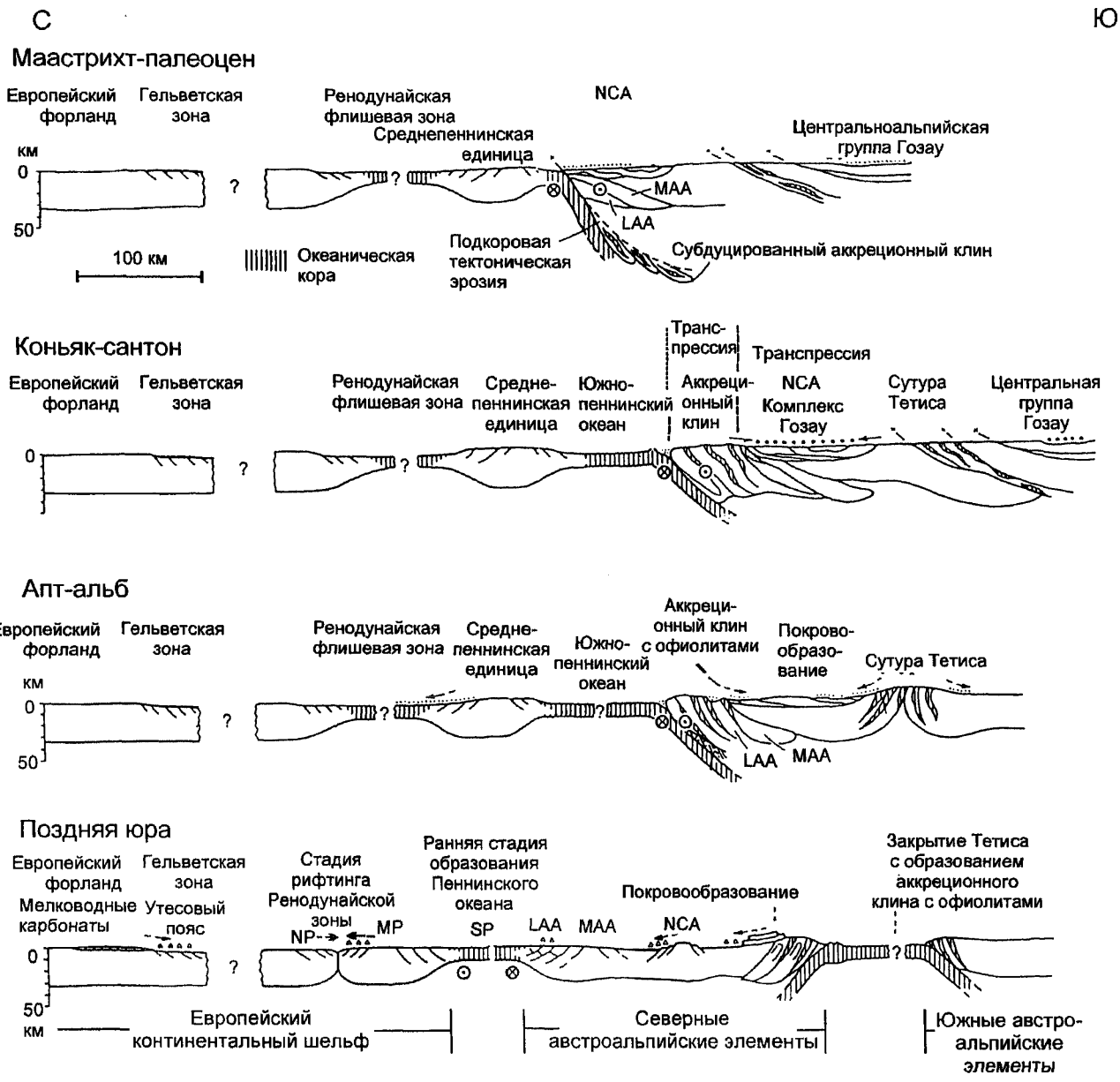


Рис. 11-8. Плитно-тектоническая модель геодинамической эволюции Восточных Альп (по П.Фаупелю)

NP – Североpеннинская единица; MP – Среднепеннинская единица; SP – Южнопеннинская единица; LAA – Нижняя Австроальпийская единица; MAA – Средняя Австроальпийская единица; NCA – Северные Известняковые Альпы

ского комплекса с триасово-палеозойского фундамента с образованием покровов в кампане и поглощение в процессе субдукции кордильеры – источника сноса экзотических конгломератов в позднем сеноне, и новые деформации в ларамийскую эпоху. В савскую (олигоцен/миоцен) и штирийскую (ранний/средний миоцен) фазы Утесовая зона испытала повторные деформации уже совместно с Внешней, флишевой мегазоной. Таким образом, исключительно сложная структура Пьенинской Утесовой зоны обязана ее многофазной деформации. Она продолжается с некоторым перерывом в северную часть Восточных Карпат, исчезая под наложенной миоценовой Трансильванской впадиной (см. ниже).

В Западных Карпатах в составе *Внутренней мегазоны* традиционно выделяется три основные комп-

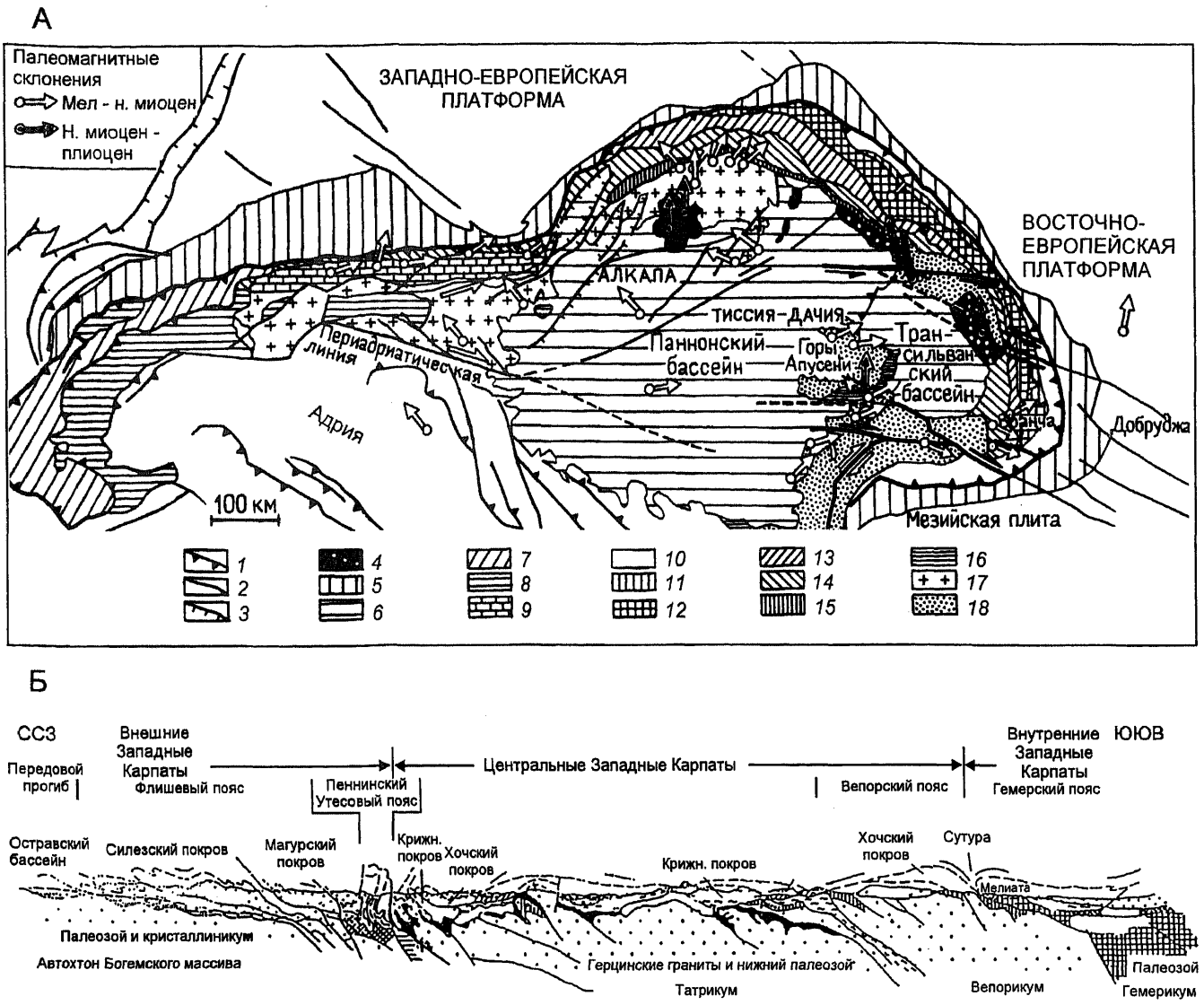


Рис. 11-9. Альпийско-Карпатско-Паннонская система

А – тектоническая карта (по Х.Г.Линцеру и др.). Отдельные блоки выделены по палеомагнитным склонениям, указывающим на их однородное кинематическое поведение: АЛКАПА, Тиссия-Дачия, Адрия: Б – геологический профиль через Западные Карпаты (по Д.Н.Андрусову). *1* – главные надвиги; *2* – сдвиги; *3* – сбросы; *4* – неогеновые вулканиты; *5* – передовые прогибы; *6* – неогеновые впадины; *7* – Гельветские покровы; *8* – Пеннинские покровы; *9* – Северные Известняковые Альпы; *10* – субкарпатские покровы; *11* – покровы краевых складок; *12* – покровы Таркэу–Сколе–Силезский; *13* – покровы Аудиа-Макла–«конволютный флиш»–Дукла; *14* – Ренодунайский флиш; *15* – Пьенинский Утесовый пояс; *16* – Трансильваниды – Вардарская зона; *17* – Австроальпийские покровы; *18* – Дациды

лекса, по современным представлениям, разделенных сутурами: Татриды, Вепориды, Гемериды. Каждый из этих комплексов, надвинутых одни на другие в северном направлении, состоит из кристаллических ядер преимущественно палеозойского возраста, с возможным участием верхнего протерозоя, из автохтонной верхнепалеозойской, но в основном мезозойской шельфовой оболочки, и аллохтона, надвинутого с юга и состоящего из нескольких покровных пластин. В структуре кристаллических ядер установлено развитие герцинских шарьяжей и широко представлены гранитогнейсовые купола с ядрами из ранне- и позднекарбоновых гранитоидов.

В мегазоне здесь различается три главных покровных единицы; снизу вверх это Крижнянская, Хочская и Стражовская. Сложены они в основном мезозоем,

преимущественно триасом, как мелководным, так и глубоководным, до сеномана включительно. Крижнянский покров сорван по основанию триаса, Хочский – по подошве верхнего палеозоя. «Родина» Крижнянского покрова – сутура между Татридами и Вепоридами, Хочского и Стражовского покровов – между Вепоридами и Гемеридами. Аналоги Стражовского покрова надвинуты к югу на Гемериды.

Гемерский комплекс отличается от татро-вепорского более слабым герцинским и более интенсивным альпийским метаморфизмом; присутствием морского верхнего палеозоя и, главное, развитием в южной части, в *зоне Мелиата*, раннемезозойских офиолитов. В палеозойском метаморфическом комплексе различаются две серии – кембро(?)-нижнедевонская первичнофлишевая с участием кислых вулканитов и девонская филлитовая с основными вулканитами, предположительно намечающими сутуру Палеотетиса. Мезозойские офиолиты зоны Мелиата имеют среднетриасовый-позднеюрский возраст.

В северо-западной части Восточных Карпат, относящейся к Восточной Словакии и Украине и отделенной от Западных Карпат поперечным разломом вдоль долины р. Горнад, Внутренняя мегазона в большей своей части перекрыта наложенным неогеновым Закарпатским молассовым прогибом и неогеновыми же вулканитами. Вдоль северного края этого прогиба прослеживается продолжение Пьенинской Утесовой зоны, которая после некоторого перерыва появляется вновь в Румынском Марамуреше, к северу от Трансильванской впадины. Но еще севернее в Украинских Карпатах параллельно Пьенинской протягивается другая утесовая зона – Мармарошская, столь же сложного, олистостромово-меланжевого строения, с присутствием элементов позднеюрской (?) офиолитовой ассоциации. Восточнее, в районе украино-румынской границы, эта зона образует северо-восточное обрамление основного верхнедокембрийско-палеозойского метаморфического комплекса Восточных Карпат, слагающих вместе со своей слабо метаморфизованной верхнепалеозойско-мезозойской оболочкой тектонические покровы, перемещенные в северо-восточном направлении. Эти покровы, по крайней мере их нижняя, буковинская часть, выступают в промежутке между двумя утесовыми зонами, Пьенинской и Мармарошской, и тем самым занимают более внешнее, более приближенное к Евразийской плите положение, хотя и обнаруживают в своем составе сходство с Татро-Вепоридами. Между тем продолжение Мармарошской зоны, вернее, связанных с ней флишевых образований титон-неокома прослеживается далее к югу и юго-западу вдоль Восточных и Южных Карпат вплоть до Железных Ворот на Дунае. Здесь этой зоне отвечает Северинский покров, в котором известны юрские офиолиты.

В тылу Гетского и Супрагетского покровов в юго-западной Румынии в широтном направлении протягивается Мурешская офиолитовая зона, северо-восточнее скрывающаяся под неогеном Трансильванской впадины, где она предположительно соединяется с марамурешским продолжением Пьенинской Утесовой зоны Северных Карпат. На северо-западе Мурешская зона граничит с выступом позднедокембрийско-палеозойского метаморфического комплекса гор Апусени и его оболочки, который рассматривается как юго-восточное продолжение того же сиалического блока, к которому принадлежат Татро-Вепориды.

Офиолиты Мурешской зоны и ее северного продолжения имеют среднетриасово-позднеюрский возраст. Их образование сменилось накоплением флиша, а затем деформациями начиная с апта-альба и кончая концом мела. В итоге выполнение бассейна оказалось шарьированным на севере (это так называемые трансильванские покровы) на кристаллическое ядро Восточных Карпат, а на юге – на Апусениды к северу и Южные Карпаты – к юго-востоку. В конце мела – раннем палеогене в Банате на фоне заканчивавшейся субдукции океанской коры проявился известково-щелочной магматизм. Возникла магматическая дуга, протягивающаяся отсюда далеко к югу и юго-востоку в Балканиды, Понтиды северной Анатолии, Закавказье и Северный Иран (см. ниже).

11.1.4. Мёзийская плита и Балканиды

К югу от Дуная Карпаты подставляются Балканидами, занимающими восточную часть Балканского п-ова и простирающимися сначала, на севере, в юго-юго-восточном, а затем в почти широтном направлении, срезаясь в конечном счете берегом Черного моря (рис.11-10). Таким образом Южные Карпаты и Балканиды образуют огромную дугу, выпуклую к западу. В эту дугу вписана Мёзийская платформа с докембрийским фундаментом, являющаяся общим форландом для Южных Карпат и Северных Балканид.

Мёзийская платформа отделена на северо-востоке глубинным разломом Печеняга-Камена от узкого палеозойско-мезозойского орогена Северной Добруджи, вклинивающегося между Скифской и Мёзийской платформами. Разлом этот входит в систему линеамента Тейсейра-Торнквиста (см. раздел 4.5).

Фундамент Мёзийской платформы выступает на поверхность в Центральной Добрудже и вскрыт бурением в Южной Добрудже. Он включает нижнепротерозойские с участием железистых кварцитов и среднепротерозойские метаморфиты амфиболитовой фации и верхнепротерозойские, а также, возможно, нижнекембрийские зеленые сланцы, сходные с развитыми в юго-

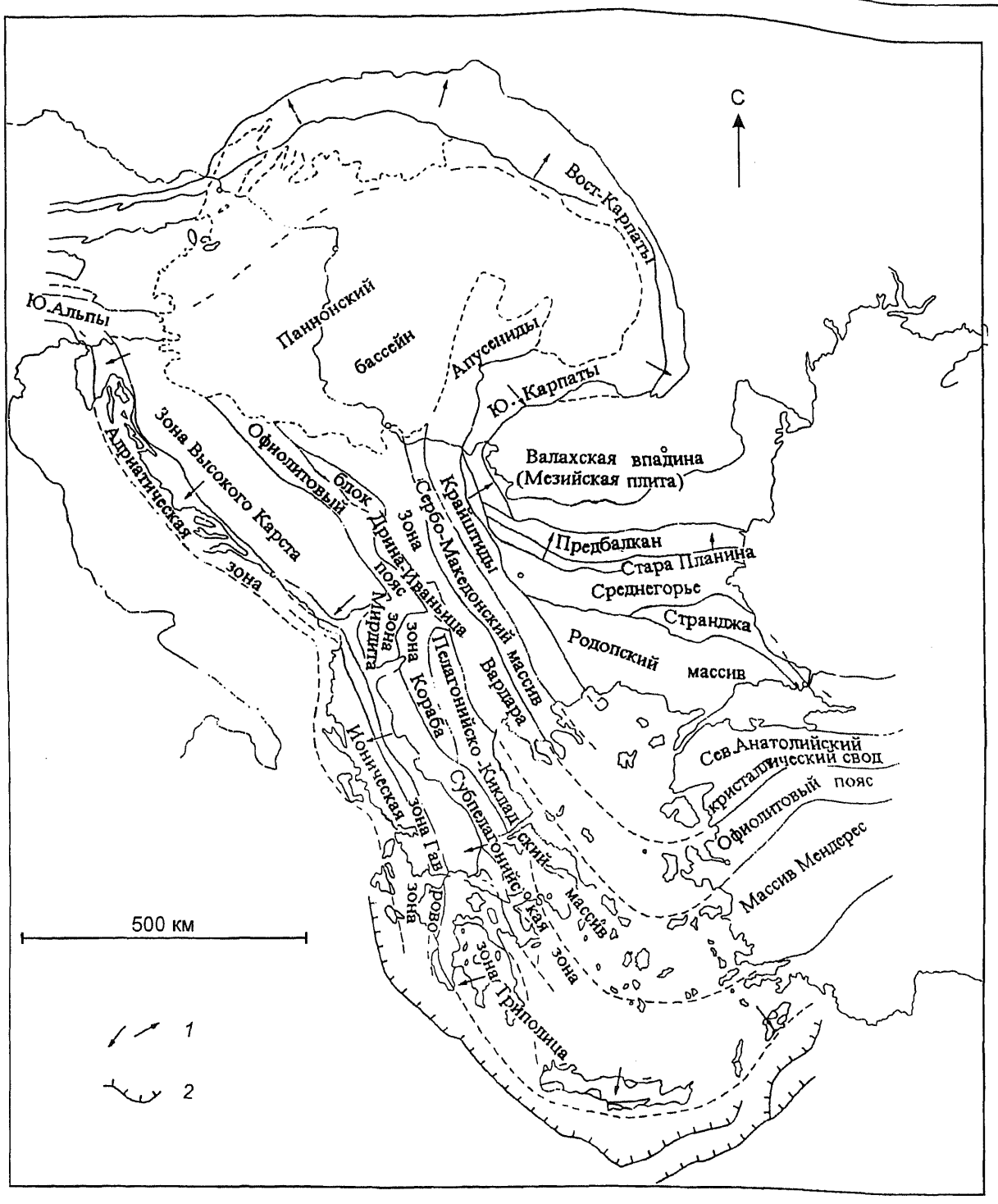


Рис. 11-10. Тектоническая схема Карпато-Балканид и Динарид-Эллинид (по В.Швану)
1 – вергентности; 2 – Эллинский желоб и зона субдукции

восточной Польше. Чехол платформы (рис.11-11) включает полный разрез палеозоя и мезозоя в мелководно-морских карбонатно-терригенных фациях с параличес-

ким угленосным средним карбоном, германотипным триасом и эвапоритами, бимодальными вулканитами в перми и триасе, отрывочно развитый карбонатный

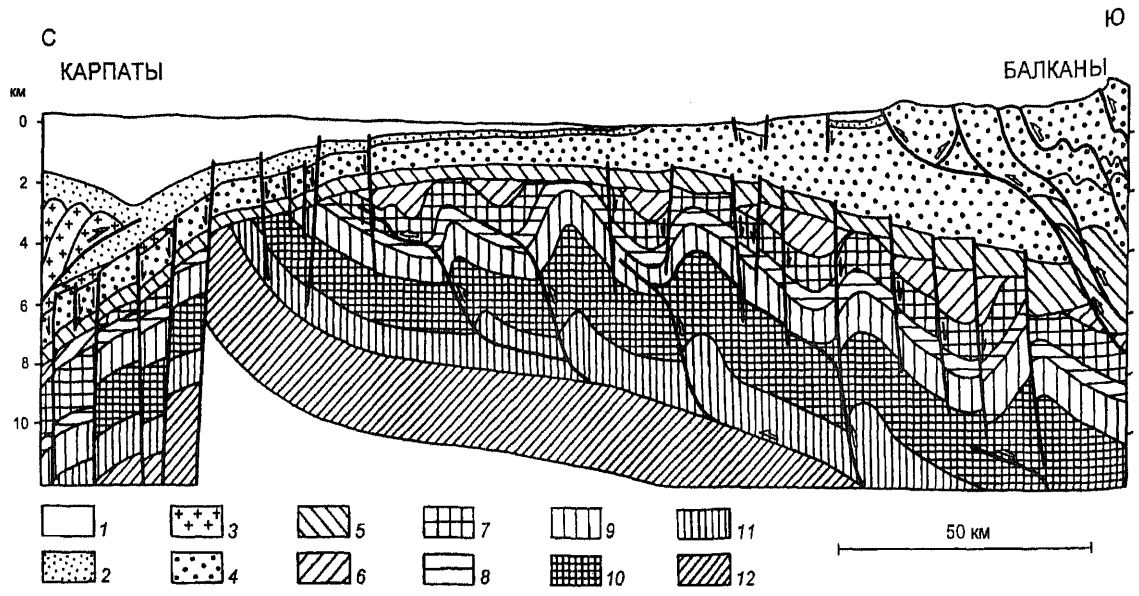


Рис. 11-11. Концептуальный профиль через Мёзийскую плиту в Румынии и Болгарии (по Г.Тари)

1 – квартер – верхний плиоцен; *2* – верхний миоцен (сармат); *3* – средний миоцен (баден); *4* – мел; *5* – юра; *6* – верхний триас; *7* – средний и нижний триас; *8* – пермь; *9* – верхний карбон; *10* – нижний карбон – девон; *11* – силур, ордовик и кембрий; *12* – докембрийский фундамент

эоцен и мелководно-морской неоген, выполняющий наложенную на центральную часть плиты плоскую Валахскую впадину.

Непосредственно вдоль южного края Мёзийской платформы простирается *северная мегазона Балканид* (рис.11-12), которой отвечает горный хребет *Старой Планины*, поднимающийся до 2376 м. В осевой зоне Старой Планины на поверхность выступает сложно смятый доверхнепалеозойский комплекс, начинающийся неопротерозойской офиолитовой ассоциацией, включающий островодужную серию кембрийского возраста, черносланцевую формацию ордовика–силура, флишоидную вулканогенно-обломочную верхнего девона. Выше несогласно залегает верхнепалеозойская моласса, угленосная в карбоне, вулканическая и красноцветная грубообломочная в перми. К позднему палеозою относится и внедрение массивов гранитоидов. Мезозойский чехол слагает крылья осевого поднятия. Он представлен шельфовыми, в основном карбонатными отложениями, сходными с таковыми смежной Мёзийской плиты, но отличающимися большей мощностью, присутствием флиша в верхах юры – низах мела и заметной дислоцированностью (складки и надвиги северной вергентности). Эти особенности, а также повышенный рельеф позволили выделить переходную к Мёзийской плите Предбалканскую зону. На востоке между ней и Старой Планиной обособляется узкий Нижнекамчийский прогиб типа передового, выполненный кайнозойской молассой. В этой же восточной ча-

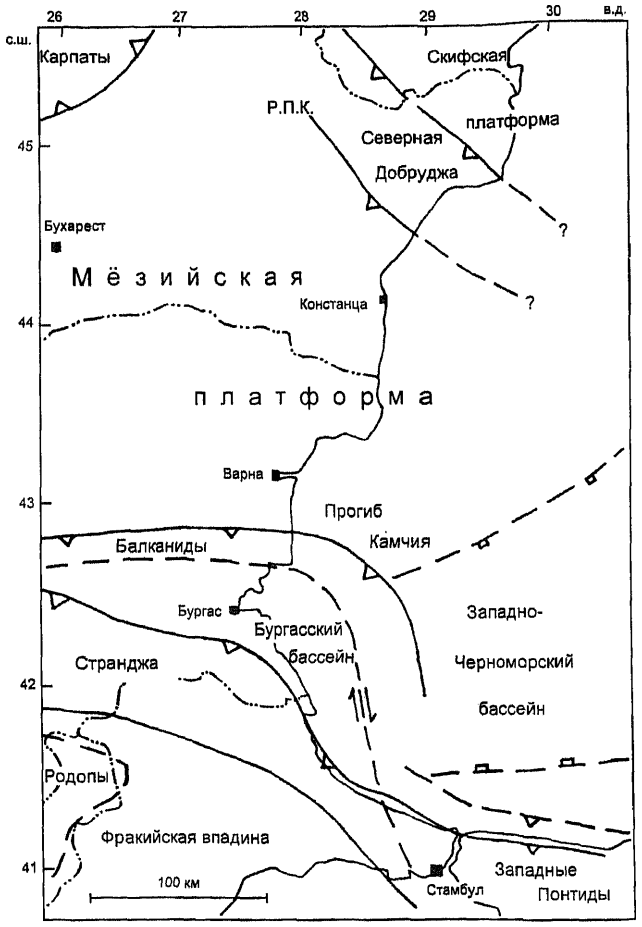


Рис. 11-12. Тектоническая схема Восточных Балканид (по К.Бенксу)

Р.П.К. – разлом Печеняга-Камена

сти мегазоны во фронтальной части хребта выделяется своеобразная Котелская зона, сложенная сланцевой толщей нижней–средней юры, вмещающей олистолиты и олистоплаки триасовых карбонатов. Эта зона по своему характеру настолько чужда мезозою Старой Планины, что весьма правдоподобным представляется предположение, что она является останцом шарьяжа, происходящего из значительно более южной области Балканид. Шарьирование должно было произойти в австрийскую эпоху, так как с юга резко несогласно на образованиях Котелской зоны и на палеозое залегает флишевая формация верхнего мела – нижнего палеогена. С приближением к берегу Черного моря этот Лудокамчийский флиш перекрывает всю погружающуюся в этом направлении структуру Старой Планины. Он был деформирован в позднем эоцене; одновременно флиш сменяется молассой.

В современной, новейшей структуре (рис.11-13) южным ограничением мегазоны Старой Планины служит Забалканский глубинный разлом, за которым простирается следующая мегазона Балканид – *мегазона Среднегорья*. Первичной же границе отвечает фронт Южноболгарского надвига, по которому древние гранитоиды Среднегорья полого надвинуты на верхний мел и даже эоцен Старой Планины. Южную границу Среднегорья образует аналогичная Забалканской система сейсмически активных неотектонических разломов. Эта система отделяет Среднегорье от Родопского массива, орографически над ними приподнятого, как и Старая Планина, откуда и название данной мегазоны.

Как самостоятельная структура Среднегорье обособилось в начале позднего мела, после завершения «австрийских» деформаций сжатия. Эта структура сочетает черты рифта и магматической дуги, и ее образование прямо или косвенно связано с действием зоны субдукции, наклоненной со стороны Вардарского «океана» под ограничивающий Среднегорье с юга Родопский массив (см. ниже). Магматическая дуга Среднегорья – это лишь одно из звеньев мощного позднемелового–раннепалеогенового вулкано-плутонического пояса, простирающегося из Баната через Восточную Сербию в Среднегорье и далее в Понтиды Северной Анатолии (см. ниже). В Среднегорье магматизм проявился в основном в сеноне, преимущественно в эффузивной форме. Продукты его – разнообразного состава – от толеитового до щелочного, даже ультращелочного. Основные деформации зоны, выразившиеся в умеренных складчато-надвиговых дислокациях северной вергентности с надвиганием Среднегорья на флишевый прогиб востока Старой Планины и Родопского массива на Среднегорье, произошли в конце мела и позднем эоцене.

С запада и юго-запада к Старой Планине и Среднегорью примыкает своеобразная *зона Крайштид*. Она зарождается на севере, в Сербии между Гетским и Супрагетским (Моравским) покровами и выклинивается на юге между Родопским и Сербско-Македонским (см.ниже) массивами. Ее палеозойский разрез и триасово-юрский чехол практически не отличаются от старопланинского, а спецификой служит появление мощного флиша в конце юры – начале мела в полосе Ниш-Троян.

Расположенный к югу от Среднегорья на юге Болгарии и северо-востоке Греции *Родопский массив* представляет мощную, до 50 км, глыбу континентальной коры, сложенную в основном толщей метаморфитов – гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов, мраморов протерозойского, ближе не уточненного возраста и гранитов, не только докембрийских, но и верхне-

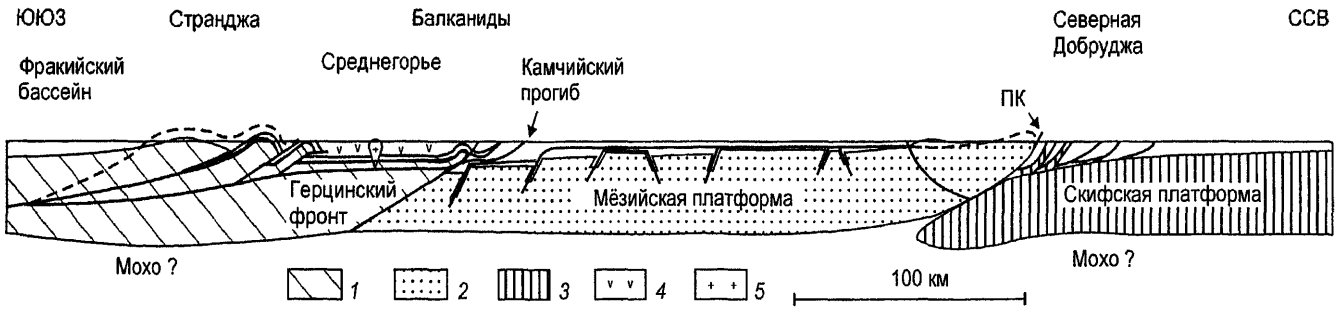


Рис. 11-13. Региональный коровый профиль от Фракийского бассейна до Скифской платформы (по К.Бенссу)

Профиль показывает три террейна фундамента. Положение герцинского надвигового фронта и поверхности Мохо весьма предположительно. ПК – разлом Печеняга-Камена. *1* – палеозойский складчатый комплекс Балканид; *2* – фундамент Мёзийской платформы; *3* – фундамент Скифской платформы; *4* – вулканиты; *5* – граниты

палеозойских. По крайней мере верхняя часть массива находится в аллохтонном, надвинутом к северу положении, поскольку из-под нее в тектонических окнах выступает слабо метаморфизованный мезозой; возраст шарьирования, очевидно, среднемеловой. В позднем эоцене – олигоцене массив испытал поднятия и растяжение с образованием грабенов, заполненных молассами и кислыми вулканитами известково-щелочного состава и с внедрением гипабиссальных плутонов.

На западе ограничением Балканид служит другой массив древней континентальной коры – *Сербско-Македонский*, протягивающийся от Дуная до Эгейского моря в полосе шириной до 85 км. На юге, вдоль долины р. Струмы (Стримона) Сербско-Македонский массив надвинут на Родопский, а с противоположной, западной стороны – на офиолитовую зону Вардара, принадлежащую уже Динаридам (см. раздел 11.5). Мезометаморфический комплекс Сербско-Македонского массива имеет в основном, видимо, позднедокембрийский возраст; он находится в тектоническом контакте с развитым восточнее зеленосланцевым комплексом, нижняя часть которого прорвана позднеордовикскими гранитами, а верхняя, еще слабее метаморфизованная, охватывает более молодой палеозой, до девона включительно. В конце юры – начале мела под влиянием субдукции коры Вардарского «океана» в массиве возникли интрузии S-гранитоидов, а в позднеэоцен-миоценовую эпоху коллизии известково-щелочной вулканизм и плутонизм I-типа.

Еще одним элементом структуры Балканид, причем достаточно своеобразным, является *зона Странджи*, примыкающая с северо-востока к восточному погружению Родопского массива. Эта зона сложена слабо метаморфизованным палеозоем начиная с девона и мезозоем кончая верхней юрой, которые образуют две покровные пластины, шарьированные к северо-востоку поверх древнего ядра Родоп. Котелская зона востока Старой Планины может представлять передовой элемент этой же системы покровов, а их родиной может являться южное, находящееся в Греции обрамление Сербо-Македонского и Родопского массивов – Перирodопская зона.

11.1.5. Понтиды

Следующее к востоку крупное звено рассматриваемой ветви Альпийско-Гималайского пояса располагается уже в Азии (начиная с района Босфора). Это сооружение простирается широтно вдоль южного побережья Черного моря на севере Анатолии и носит названеие Понтид. На юге Понтиды отделены от Центрально-Анатолийского микроконтинента офиолитовой зоной Измир-Анкара-Эрзинджан, продолжающей к востоку зону Вардара Балканского п-ова и отвечающей основному стволу позднепалеозойско-мезозойского Тетиса. Понтиды отделены от Балканид поперечным меридиональным разломом, предполагаемым вдоль западной окраины Черного моря и к западу от Босфора. Сами Понтиды четко подразделяются на Западные и Восточные разломом северо-северо-западного простирания, пересекающим Черное море к западу от Крыма и представляющим, очевидно, продолжение (ветвь?) зоны Тейсейра-Торнквиста (рис.11-14).

Западные Понтиды отличаются особенно сложным строением. В их поперечном сечении выделяется несколько весьма отличных зон. Северная зона объединяет палеозой окрестностей Стамбула и каменноугольного бассейна Зонгулдак-Амасра. Палеозойский комплекс здесь практически не метаморфизован, залегает с резким несогласием на гнейсах предположительно позднедокембрийского возраста и начинается обломочными осадками раннепалеозойского возраста, за которыми следуют глинисто-карбонатные отложения силура–девона и нижнекаменноугольный флиш (в районе Стамбула) или карбонаты (в районе Зонгулдака). Угленосная толща Зонгулдакского бассейна принадлежит среднему карбону и содержит типично европейскую вестфальскую флору; выше несогласно залегают континентальные красноцветы перми или триаса. Весь этот палеозойский разрез не имеет ничего общего с разрезами смежных зон Анатолии, но сходен с разрезом Мёзийской плиты, а характер карбоновой флоры однозначно свидетельствует о первично европейской принадлежности данной зоны. Отсюда возникло предположение о ее перемещении к югу вдоль упомянутых западно- и центральночерноморских трансформных разломов во время раскрытия Западно-Черноморской впадины, т.е. в конце раннего мела. На северный край данной зоны наложено восточное продолжение позднемеловой–раннепалеогеновой магматической дуги Среднегорья.

Стамбул-Зонгулдакский континентальный блок окаймляется с юга офиолитовой зоной, отвечающей Палеотетису и сопровождавшему его с юга узкому тыльнодуговому бассейну Каракая. Кора этих бассейнов субдуцировалась к югу под микроконтинент Сакарья, представлявший уже передовой элемент Гондваны, отделенный от нее с образованием в конце палеозоя Неотетиса. Палеотетис и бассейн Сакарья замкнулись в доггере, с чем совпало становление коллизионных гранитоидов. Выше несогласно залегают шельфовые карбонатно-обломочные отложения верхней юры и нижнего мела.

Восточные Понтиды простираются к востоку от г. Синопа и на востоке постепенно переходят в структуры Малого Кавказа (см. следующий раздел). В отличие от Западных Понтид, здесь очень широко распро-

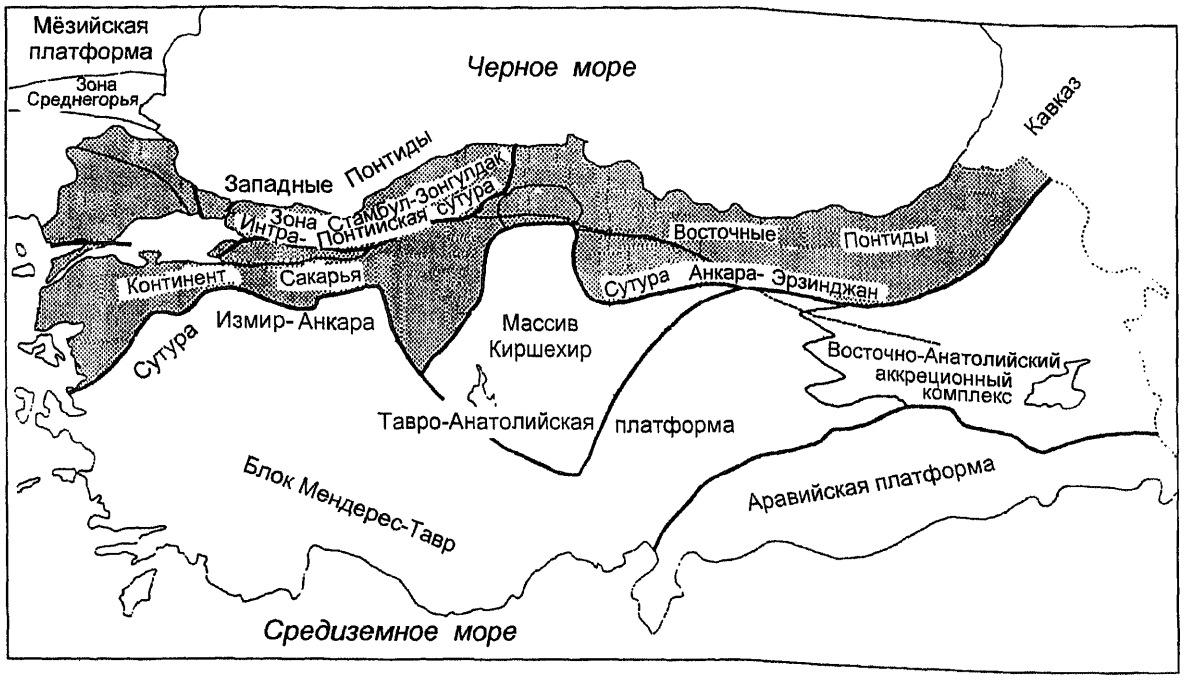


Рис.11-14. Тектоническая схема Анатолии (по А.Пуассону)
Штриховкой показаны элементы евразийского происхождения, белым оставлены элементы гондванского происхождения

странены образования позднемеловой–раннепалеогеновой магматической дуги, занимающей всю северную часть сооружения, причем не только вулканиты, в основном известково-щелочные, подчиненно толеитовые и щелочные, но и крупные плутоны гранитоидов (в Западных Понтидах эти магматиты в значительной мере находятся ниже уровня Черного моря). В южной зоне Восточных Понтид выступает метаморфический фундамент, в котором найдены остатки среднепалеозойской фауны и на котором несогласно залегает континентальный в основном верхний палеозой или непосредственно вулканогенная средняя юра. На северо-востоке из-под последней обнажается сланцево-диабазовая формация верхнего триаса – нижней юры, возможно, намечающая положение бассейна, лежавшего на продолжении Палеотетиса. Среднеюрские вулканиты согласно сменяются карбонатами верхней юры – неокома, а среднему мелу в общем отвечает перерыв в осадконакоплении. С юга на эту зону обдуцированы офиолиты Неотетиса, слагающие офиолитовую зону Измир–Анкара–Эрзинджан. А северная зона Западных Понтид уже в пределах подводной окраины Восточно-Черноморской впадины надвинута на кайнозойское выполнение последней. В целом Восточные Понтиды, как и Западные, характеризуются северной вергентностью дислокаций (рис.11-15), обязанных в основном позднеэоценовой эпохе деформаций, причем интенсивность деформаций наибольшая на юге, наименьшая в зоне позднемеловой–раннепалеогеновой магматической дуги.

Западные Понтиды вдоль своего простирания и примерно посредине пересекаются крупным и активным Северо-Анатолийским разломом – правым сдвигом, возникшим в позднем миоцене в связи со столкновением Аравийской плиты с южным краем Евразии. На востоке этот разлом сочленяется с разломом Инеболу-Варто на границе Западных и Восточных Понтид и далее его функции распределяются между южным пограничным разломом Восточных Понтид и отходящим к юго-востоку разломом на продолжении разлома Инеболу-Варто (см. рис.11-15).

11.1.6. Северное Закавказье

Южные зоны этой части Закавказья, относящиеся к Малому Кавказу, представляют прямое восточное продолжение Восточных Понтид. Их общим южным ограничением служит позднепалеозойско-мезозойский офиолитовый пояс, который от турецкого Эрзинджана продолжается в пределы Армении и Азербайджана, находя свое окончание в Северо-Западном Иране (рис.11-16, 11-17). При этом в западной половине Закавказья общая структураная зональность сохраняет

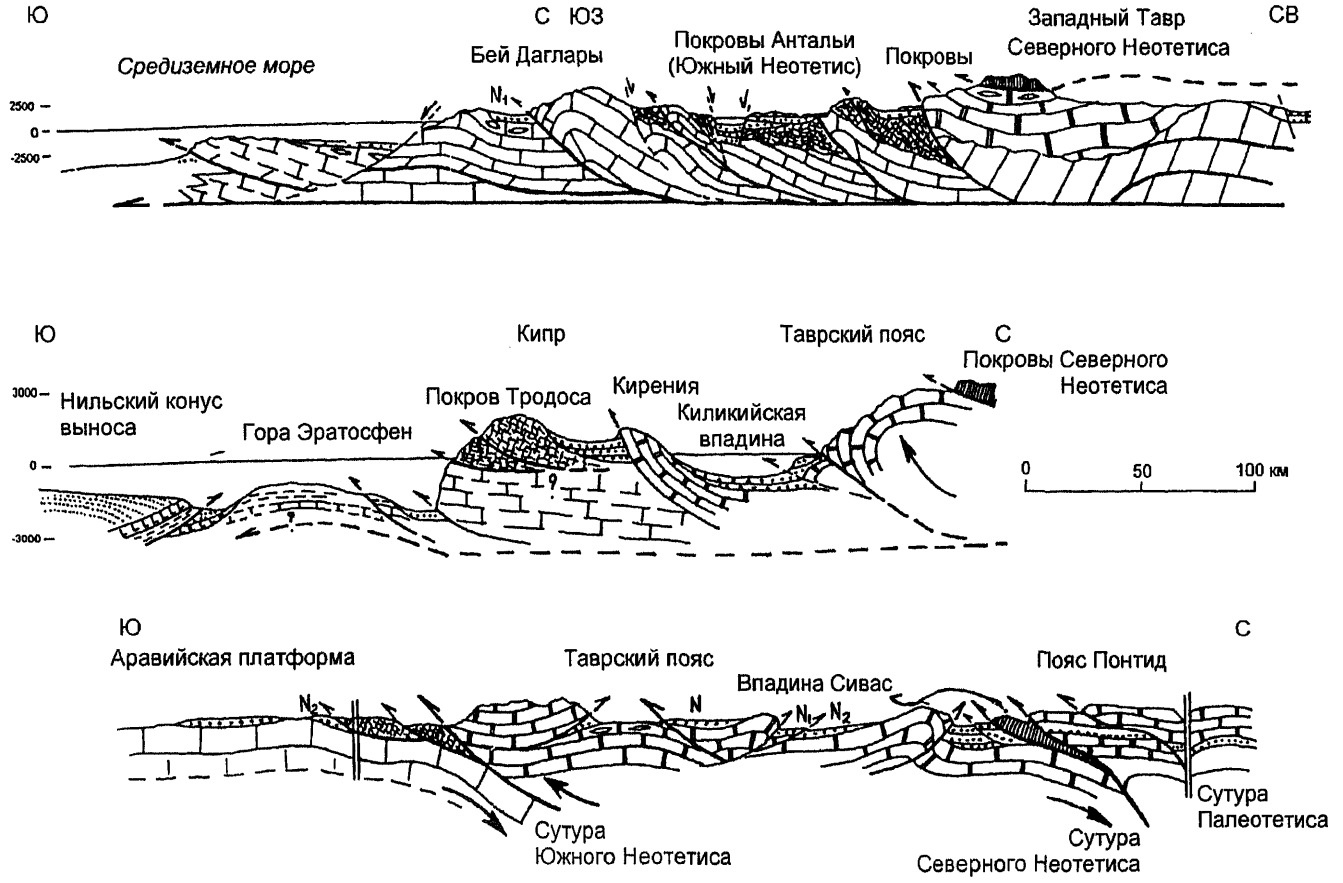


Рис. 11-15. Интерпретативные профили через Анатолийскую плиту до глубоких Средиземноморских бассейнов и Аравийской плиты (по А.Пуассону)

Выделены три типа платформ: 1 – южные Бей Даглары и Аравийская с вероятными эквивалентами в Эратосфене и фундаменте Кипра; 2 – центральные, отвечающие Анатолийскому микроконтиненту (Таврский пояс), в значительной степени аллохтонные; 3 – северные – Понтийский пояс, Евразийская плита. Различаются два типа офиолитовых покровов: Южного Неотетиса (покровы Антальи, хр. Троодос, Хатай, Баэр-Бассит) и Северного Неотетиса

широтное простирание, а в восточной половине сменяет его на юго-восточное, в целом вырисовывая выпуклую к северу (северо-северо-востоку) дугу, повторяющую очертания северного выступа Аравийской плиты, игравшей с позднего миоцена роль индентора, внедрившегося в южное обрамление Евразийской плиты.

Южная зона Восточных Понтид находит свое продолжение в Сомкито-Карабахской зоне Малого Кавказа (хребты Мровдагский и Карабахский на востоке). Здесь также имеются выходы доверхнепалеозойского метаморфического комплекса, частично перекрытые маломощными континентальными и мелководно-морскими отложениями карбона и лейаса, и широко развита мощная вулканогенная островодужная толща байоса–бата, погружающаяся на северо-востоке под мелководно-морские туфогенно-обломочные образования келловея, надстраиваемые мощными рифогенными карбонатами оксфорда, за которыми следуют вулканиты кимериджа, снова островодужные, и титонские гипсы. Низам мела здесь обычно отвечает перерыв, а апту–сеноману мелководно-морские осадки небольшой мощности. В этой зоне известны гранитоидные интрузии конца юры – начала мела.

Более северная зона Малого Кавказа, на востоке охватывающая его северо-восточные склоны, соответствует уже продолжению позднемеловой магматической дуги. Однако здесь активная магматическая деятельность проявилась лишь в раннем сеноне, в то время как турон и верхний сенон представлены весьма однообразной пелагической карбонатной толщей. Далее в северо-восточном направлении мел погружается под палеоген.

На западе палеоген получил мощное развитие в *Аджаро-Триалетской складчатой системе*, протяги-

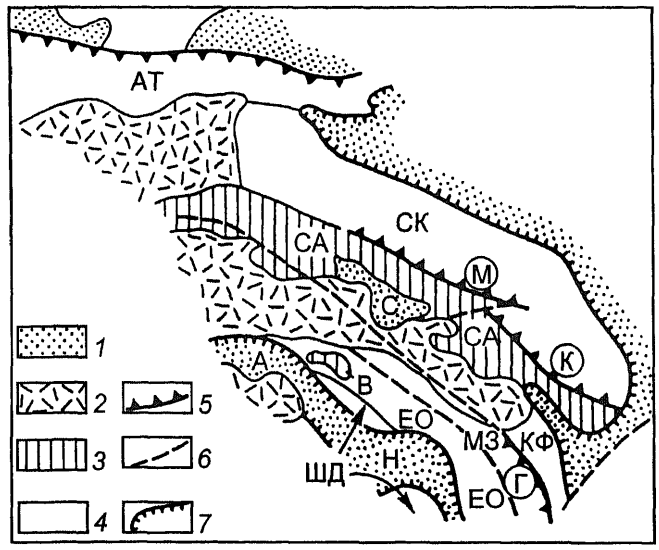


Рис.11–16. Тектоническая схема Малого Кавказа

1 – молассы; *2* – молодые вулканиты (N–Q); *3* – офиолитовые пояса; *4* – тектонические зоны: АТ – Аджаро-Триалетская, СК – Сомхито-Карабахская, КФ – Кафанская, СА – Севано-Акеринская, МЗ – Мисхано-Зангезурская, ЕО – Еревано-Ордубадская, ШД – Шаруро-Джульфинская; *5* – надвиги; 6 – прочие разрывы; 7 – контуры впадин; В – офиолиты Веди; впадины: С – Севанская, А – Араратская, Н – Нахичеванская; главные надвиги (буквы в кружках): М – Мровдагский, К – Карабахский, Г – Гиратахский

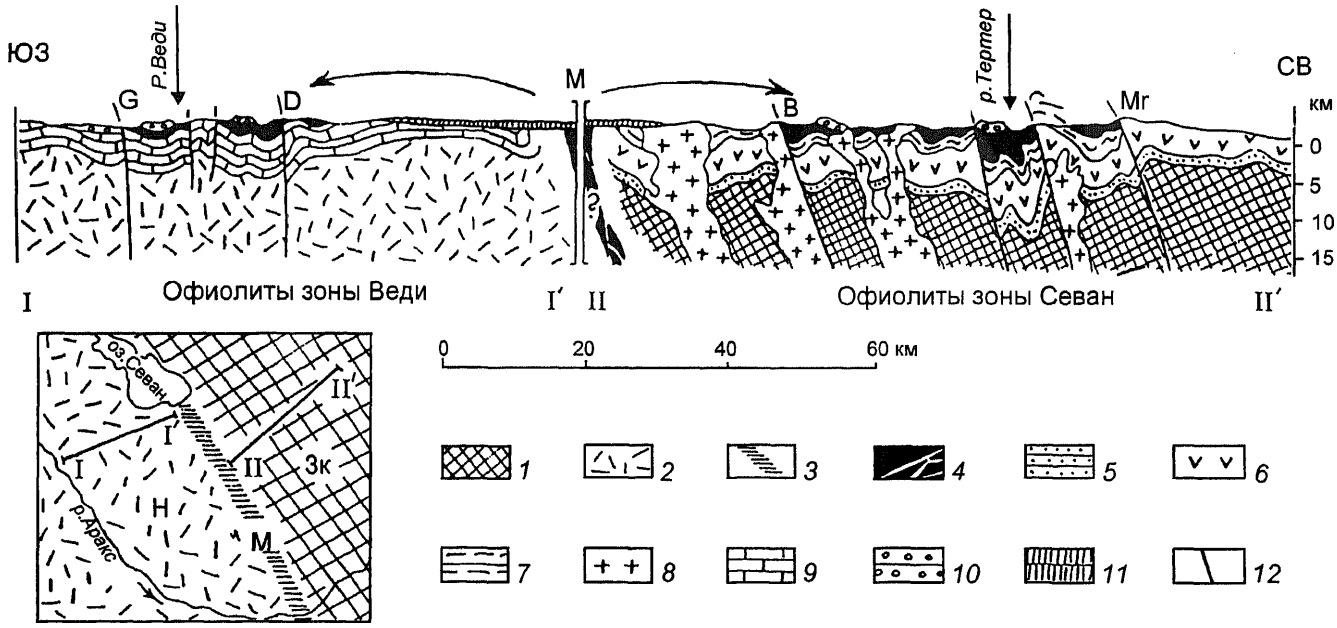


Рис. 11-17. Геологические профили через Малый Кавказ (по М.Г.Ломизе)

М – сутура, разделяющая Нахичеванский блок (Н) гондванского происхождения от Закавказского массива (Зк) европейского происхождения. *1* – докембрийский и палеозойский фундамент Закавказского массива; *2* – докембрийский фундамент Нахичеванского блока; *3* – Малокавказская сутура (на врезке); *4* – офиолиты, офиолитовые олистостромы и меланж; *5–8* – формации активной окраины Тетиса: *5* – аргиллиты и песчаники лейаса – аалена, *6* – вулканиты байоса–бата, *7* – верхнеюрские–неокомские известняки, альбско-нижнеконьякский флиш и олистостромы, *8* – гранитоиды; *9* – девонско-туронский осадочный чехол и нижнеконьякские олистостромы Нахичеванского массива (микроконтинента); *10* – неоавтохтон: верхнеконьякско-маастрихтские и палеогеновые отложения, залегающие на офиолитовых покровах; *11* – верхнеолигоценово-четвертичные вулканиты; *12* – разрывы (Mr – Мровдагский, G – Гяуркаласи, D – Джерманис, B – Башлыбель)

вающейся от Черноморского побережья до района Тбилиси, где она погружается под молассы Куринской межгорной впадины (см. ниже). В этой системе альб-нижнесенонские известково-щелочные вулканиты, принадлежащие, очевидно, к продолжению Восточных Понтид, перекрываются верхнесенонскими известняками, а последние – палеоцен-нижнеэоценовым туфогенным флишем и затем мощной толщей субщелочных и щелочных вулканитов среднего–позднего эоцена. Весь этот комплекс был деформирован в крупные складки и прорван небольшими плутонами сиенито-диоритового состава в конце эоцена, образовав умеренно складчатую зону, надвинутую на севере на молассы Рионского и Куринского межгорных прогибов и, с меньшей амплитудой, к югу на небольшую олигоцен-миоценовую Ахалцихскую впадину.

Северная часть Закавказья, расположенная к северу от Аджаро-Триалет и собственно Малого Кавказа, на значительном пространстве занята двумя межгорными молассовыми прогибами – Рионским на западе и более обширным Куринским на востоке; первый открывается в Восточно-Черноморскую впадину, второй – в Южно-Каспийскую впадину. Домолассовый фундамент обнажается на поверхности в Западной Грузии («Грузинская глыба»); наиболее полно он вскрыт в небольшом Дзирульском массиве. Здесь самым древним является комплекс гнейсов, мигматитов, кристаллических сланцев, вмещающих плутоны габбро и кварцевых диоритов, датированных ~600 млн лет, т.е. вендом. К этому комплексу относятся, вероятно, и известные здесь метаофиолиты. Выше в аллохтонном залегании находятся филлиты нижне-среднепалеозойского (до девона включительно) возраста. Все эти образования несогласно перекрыты континентальным и мелководно-морским обломочно-карбонатным и туфогенным нижним и средним карбоном и прорваны телами позднепалеозойскоих гранитоидов. Чехол массива начинается маломощными карбонатно-обломочными отложениями триаса, лейаса–аалена, а выше следует мощная серия островодужных вулканитов (так называемая порфиритовая серия) байоса, имеющая широкое распространение по всей «Грузинской глыбе», достигая мощности 3 км, а также далее к востоку, в Азербайджане (см. ниже). В Грузии она перекрывается лимническим угленосным батом, к которому здесь относится и внедрение небольших интрузий гранитоидов. Выше следуют верхнеюрские лагунные красноцветы и эвапориты с покровами щелочных базальтов. По северной периферии Грузинской глыбы, в зоне, пограничной с Большим Кавказом, появляются морские отложения – терригенный келловей и карбонатная верхняя юра. Карбонаты мальма слагают барьерный риф, который прослеживается почти вдоль всего южного склона Большого Кавказа.

Нижний мел залегает на Грузинской глыбе трансгрессивно и представлен ургонскими известняками и глинисто-мергельным аптом–альбом. Верхний мел начинается мелководным обломочным сеноманом – нижним туроном и продолжается карбонатным верхним туроном-сеноном; последний широко распространен по всему Северному Закавказью и Малому Кавказу. Разрез чехла Грузинской глыбы завершает в основном мергельный нижний палеоген, также развитый в этом виде далее к востоку вдоль северной периферии Малого Кавказа, и, наконец, марганценосный мелководный олигоцен Чиатуры.

Деформирован чехол Грузинской глыбы довольно слабо и лишь ее северная периферия втянута в интенсивные дислокации Большого Кавказа. Эта зона отделена крупным разломом от основной части глыбы.

Домолассовые образования вскрыты бурением в восточной части Куринской впадины, на погребенном пологом Кюрдамир-Саатлинском поднятии, первоначально выявленном по крупному гравитационному максимуму. Здесь Саатлинской сверхглубокой скважиной до глубиный 8,324 м вскрыт разрез начиная со средней юры, которая, как и верхняя юра, нижний и низы верхнего мела, сложена вулканитами, образующими толщу мощностью более 5 км. Толща эта в общем имеет явно островодужную природу с преобладанием базальтов и андезитов, за исключением верхнемеловой части, где вулканиты отличаются повышенной щелочностью, вплоть до трахитов, что характерно и для смежной юго-восточной части Малого Кавказа, и для Грузинской глыбы и, вероятно, свидетельствует о внутридуговом рифтинге. Вулканиты перекрываются, как и повсеместно, карбонатным верхним сеноном и мергельным нижним палеогеном. Все эти образования сложены в крупные пологие складки северо-западного простирания.

Структуры северной части Малого Кавказа и домолассового фундамента Куринской впадины обрываются на юго-востоке разломом – правым сдвигом, следующим вдоль нижнего течения р.Аракс в северо-восточном направлении. Этот разлом отделяет Малый Кавказ от складчатой зоны Талышских гор, образующих уже северо-западное окончание системы Эльбурса, рассматриваемой в следующем параграфе.

11.1.7. Эльбурс

Складчато-покровное горное сооружение Эльбурса составляет наиболее юго-восточное звено рассматриваемой ветви Альпийско-Гималайского пояса. Оно протягивается в виде полого выпуклой к югу дуги от р.Аракс, вдоль которой по поперечному разлому граничит с Малым Кавказом, до другой зоны поперечных

разломов, следующей вдоль ирано-афганской границы и составляющей элемент так называемого Урало-Оманского линеамента. Длина системы, в таком понимании, составляет около 2000 км, а ширина достигает 200 км. Высшей точкой горной системы является молодой вулкан Демавенд (5604 м).

В своей центральной части система Эльбурса непосредственно граничит с Южно-Каспийской впадиной; на северо-западе к ней примыкает своеобразная зона Азербайджанского Талыша, рассматриваемая ниже в этом же разделе, а на северо-востоке данная система, представленная здесь хребтом Биналуд, граничит с Копетдагской системой (см. раздел 11.2.), на нее надвинутой. На юго-западе Эльбурс отделяется тектоническим швом от магматического пояса Урмия-Дохтар, наложенного восточнее на южный край Центрально-Иранского срединного массива (микроконтинента), описываемого ниже в разделе 11.4.5, а к востоку от г. Семнана – непосредственно с этим массивом по тектоническому шву с элементами правого сдвига. На крайнем востоке, в районе Сабзевара, непосредственно к югу от шва появляются меловые офиолиты.

Основная чвсть системы Эльбурса сложена двумя комплексами, разделенными несогласием на границе триаса и юры, отвечающим раннекиммерийской эпохе орогенеза. Нижний комплекс венд-триасового возраста по характеру отложений – шельфовых карбонатно-терригенных в низах ($V–O_1$) и в основном карбонатных в верхах ($D_2–T$), вполне сходен с чехлом Центрально-Иранского массива (см. раздел 11.4.5). Существенным отличием служит, однако, мощное проявление основного магматизма в среднем ордовике – раннем девоне, интерпретируемого как рифтовый. Можно высказать предположение, что этот рифтинг был связан с раскалыванием пассивной окраины Гондваны при заложении Палеотетиса. Второй комплекс включает юрские и меловые отложения. В их основании залегает мощная паралическая угленосная формация молассового типа, отражающая проявление раннекиммерийского орогенеза в основном к северу от будущего Эльбурса. Она постепенно сменяется снова шельфовыми, преимущественно карбонатными образованиями. В этой толще в низах мела появляются грубообломочные породы, отражающие проявление на периферии орогена позднекиммерийских поднятий. Третий комплекс, принимающий участие в строении Эльбурса – магматический кайнозойский, простирающийся вдоль южного склона западной половины системы. Начало образования этой магматической дуги относится к самому концу мела – палеоцену. Петрохимические особенности свидетельствуют об энсиалической природе этой дуги, приуроченной к западному и юго-западному краю Эльбурской системы. Вулканизм здесь продолжался до четвертичного времени, причем в неогене в основном на западе, в Иранском Азербайджане, а в центральном Эльбурсе возник одинокий вулкан Демавенд.

В крайней северо-западной части системы, в районе г. Решта обнажается метаморфический комплекс, включающий фрагменты офиолитовой ассоциации в своей нижней части, из которой получены девонские радиометрические датировки. Предполагается, что эти метаморфиты находятся в аллохтонном залегании и происходят из более северной по отношению к Эльбурсу зоны. Сходные образования выступают в северном обрамлении Эльбурса в районе Горгана на восточном побережье Каспийского моря и далее в районе Мешхеда, вдоль шва между Эльбурсом (Биналудом) и Копетдагом.

Тектоническое строение Эльбурса трактуется в настоящее время как южно-вергентное антиформное сооружение, состоящее из нагромождения дуплексных покровов и чешуй, осложненное на заключительной стадии развития образованием пологих центробежных нормальных сбросов растяжения и гравитационного расползания (рис.11-18). По всей вероятности, весь этот покровно-складчатый комплекс сорван со своего докембрийского, позднепротерозойского по аналогии с Центральным Ираном фундамента.

Начало образования Эльбурского орогена, судя по первому появлению грубообломочных отложений молассового типа, относится еще к палеоцену, т.е. к ларамийской эпохе, но основные деформации имеют значительно более молодой, в основном плиоценово-четвертичный возраст и на периферии орогена затрагивают даже четвертичные отложения.

Кайнозойским деформациям предшествовали, в основном на севере, раннекиммерийские, связанные с коллизией Эльбурской микроплиты – отторженца Гондваны с южным краем Евразии, наращенным позднегерцинским тектогенезом. А сами кайнозойские деформации обязаны были вначале коллизии Эльбурса, примкнувшего в конце триаса – начале юры к Евразии, с Центральным Ираном, а затем, начиная с конца миоцена, с эффектом продвижения к северу Аравийской плиты и ее воздействием на Центрально-Иранскую.

На северо-западе к Эльбурсу примыкает небольшое и своеобразное складчато-надвиговое сооружение *Талыша*, обладающее, в отличие от Эльбурса, северо-вергентным строением. Главную роль в его сложении играет мощная толща средне- и верхнеэоценовых субщелочных и щелочных вулканитов андезито-базальтового состава с подчиненными небольшими гипабиссальными мафит-ультрамафитовыми щелочными интрузиями. Эту толщу подстилают палеоцен-нижнеэоценовый туфогенный флиш и верхнемеловые известняки. Эоценовые вулканиты на северо-западе и

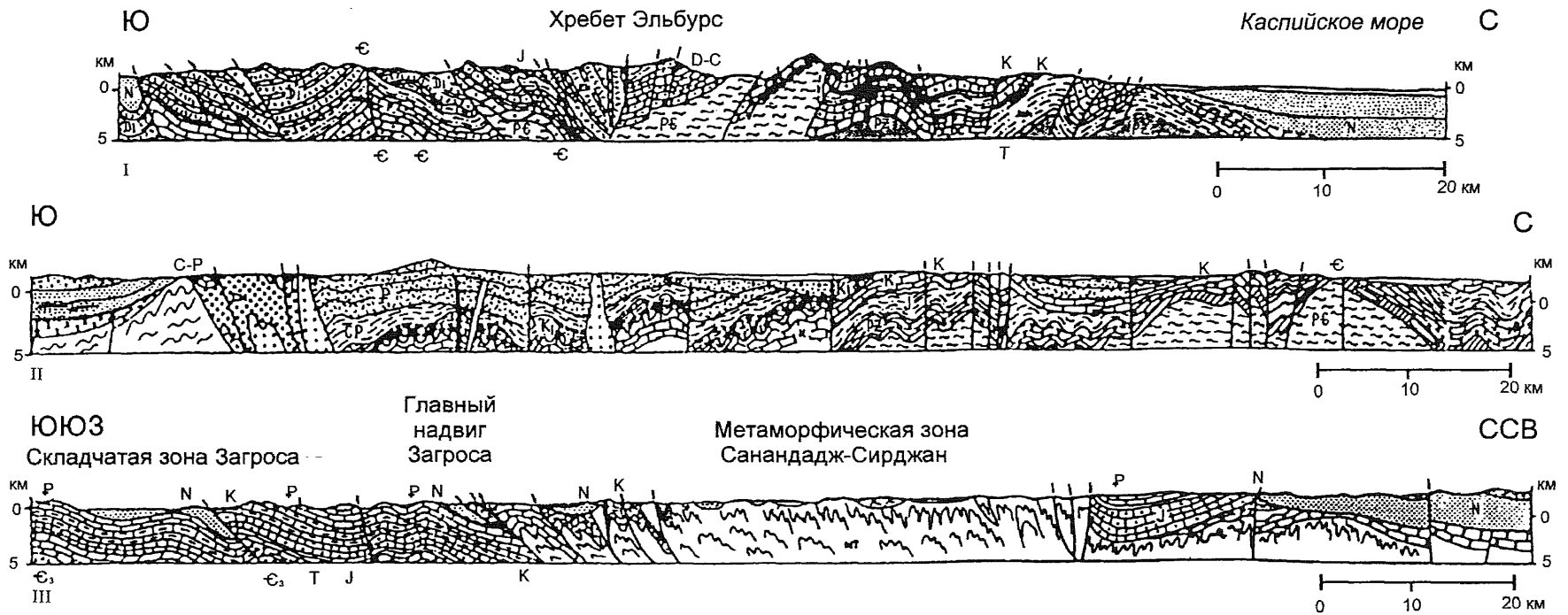


Рис. 11-18. Геологические профили через главные структурные зоны Ирана от Эльбурса до Загроса (по М.Давудзаде)
Профиль I – Эльбурс; профиль II – Центральный Иран; профиль III – Загрос

северо-востоке погружаются под олигоцен-миоценовые молассы, собранные в складки, надвинутые в направлении Нижнекуринской впадины. На западе Талышское сооружение, изменяя северо-западное простирание на широтное, уходит под наложенный Нижнеараксинский плиоценовый прогиб, а на востоке срезается берегом Каспийского моря.

Строение Талыша обнаруживает определенное сходство со строением Аджаро-Триалет, но данные бурения в Куринской впадине показывают, что никакой связи между ними не существует.

11.2. Добруджинско-Крымско-Кавказско-Копетдагская ветвь

Эта побочная ветвь Альпийско-Гималайского пояса зарождается на западе в Северной Добрудже, с некоторым перерывом продолжается в Горном Крыму и далее в Большом Кавказе и через Апшеронский порог между Средним и Южным Каспием протягивается в Копетдаг, достигая в конечном счете Бадхыза на крайнем юге Туркмении, где обрезается системой меридиональных разломов так называемого Урало-Оманского линеамента (рис.11-19). Ветвь имеет западо-северо-западное простирание и протяженность порядка 2200 км. На востоке она сближается и, по существу, сливается с предыдущей ветвью (см. раздел 11.1) в Туркмено-Хорасанских горах. На севере ее ограничением служит молодая Скифская, в Закаспии – Туранская платформа, от которой она отделяется прерывистой цепочкой передовых прогибов. На юге эта ветвь граничит с Мёзийской плитой, Черноморской глубоководной впадиной, Рионским и Куринским молассовыми прогибами, Южно-Каспийской впадиной и Западно-Туркменским молассовым прогибом.

Данная ветвь альпийского пояса обладает определенными особенностями. Она простирается практически прямолинейно, целиком наложена на герцинское складчатое основание, отличается полным отсутствием сколько-нибудь типичных постгерцинских офиолитов, что уже само по себе свидетельствует об ограниченном масштабе деструкции континентальной коры

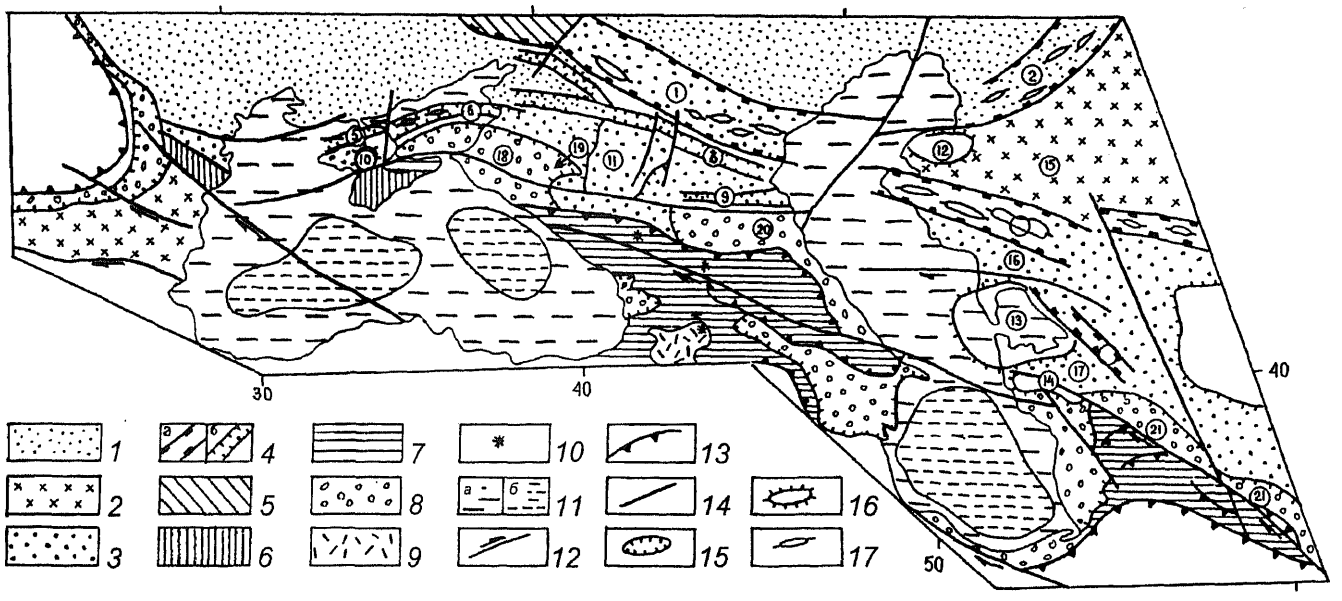


Рис. 11-19. Тектоническая схема Добруджинско-Копетдагской ветви Альпийско-Гималайского пояса и Скифско-Туранской платформы

1 – древняя Восточно-Европейская платформа; *2* – чехол эпибайкальской Мёзийской плиты и Северного Устюрта; *3* – чехол молодой Скифско-Западно-Туранской платформы; *4* – контуры континентальных рифтов: *а* – палеозойских, *б* – раннемезозойских; складчато-надвиговые системы: *5* – позднепалеозойские, *6* – позднемезозойские (позднекиммерийские), *7* – кайнозойские (альпийские), *8* – кайнозойские молассовые прогибы; 9 – неоген-четвертичные поля вулканитов; 10 – вулканы; *11* – акватории Черноморской и Каспийской впадин, подстилаемые: *а* – континентальной, *б* – океанской и субокеанской корой; *12* – сдвиги; *13* – надвиги; *14* – прочие разломы; *15* – контуры впадин; *16* – контуры поднятий; *17* – инверсионные поднятия в рифтовых зонах. Цифры в кружках: 1–4 – палеозойские рифты: 1 – Кряж Карпинского, 2 – Южно-Эмбенский, 3 – Центрально-Мангышлакский, 4 – Туаркырский; 5–9 – раннемезозойские рифты: 5 – Тарханкутский, 6 – Центрально-Азовский, 7 – Ейско-Березанский, 8 – Восточно-Манычский, 9 – Моздокский; 10–14 – своды и поднятия: 10 – Центрально-Крымский свод, 11 – Ставропольский свод, 12 – Северо-Бузачинский свод, 13 – Карабогазский свод, 14 – поднятие Кубадаг – Большой Балхан; 15–17 – синеклизы и прогибы: 15 – Северо-Устюртская синеклиза, 16 – Южно-Мангышлакский прогиб, 17 – Южно-Карабогазский прогиб; 18–21 – молассовые прогибы: 18 – Западно Кубанский, 19 – Восточно-Кубанский, 20 – Терско-Каспийский, 21 – Предкопетдагский

в начале альпийского (киммерийско-альпийского) этапа развития. С этим согласуется почти полное отсутствие регионального метаморфизма мезозойско-кайнозойского комплекса, крайне небольшое и неповсеместное распространение постгерцинских гранитоидов, проявление позднекайнозойского вулканизма лишь на Большом Кавказе. Надвиги и шарьяжи, хотя и свойственны всем горным сооружениям данной ветви альпийского пояса, не превосходят по амплитуде десятков километров, что указывает и на сравнительно небольшой размер горизонтального сжатия. Сравнивая её с более южной ветвью пояса, описанной в разделе 11.1, можно отметить наибольшее сходство с двумя крайними звеньями этой ветви – Пиренеями и Эльбурсом.

11.2.1. Северная Добруджа

Это небольшое складчато-надвиговое сооружение северо-западного простирания расположено в северо-западном Причерноморье между Мёзийской плитой на юго-западе и Скифской (Молдавской) плитой на северо-востоке. От первой оно отделено разломом Печеняга-Камена, а на вторую надвинуто по системе надвигов северо-восточной вергентности, которая свойственна и сооружению в целом. Обнаженная на суше часть сооружения имеет протяженность ~200 км и достигает максимальной ширины ~50 км на побережье Черного моря. На северо-западе оно погружается под верхнемеловой–кайнозойский чехол, суживается и практически выклинивается близ широтного разлома Тротуш, разделяющего Восточные и Южные Карпаты (см. выше). На юго-востоке сооружение Северной Добруджи продолжается в пределы шельфа, где так же перекрывается чехлом, начинающимся альбом. Заключительные деформации Северной Добруджи относятся соответственно к середине раннего мела, т.е. к позднекиммерийской, или австрийской эпохе тектогенеза.

В строении Северной Добруджи различают две главных зоны – покровные единицы Мэчин и Тулча, и одну промежуточную (рис.11-20). В *зоне Мэчин* широко развиты образования среднего и верхнего протерозоя, метаморфизованные в амфиболитовой фации и в определенной мере аналогичные породам Центральной и Южной Добруджи по другую сторону разлома Печеняга-Камена. Выше залегают слабее метаморфизованные терригенный нижний и сланцево-карбонатный и выше – флишевый средний (S–D) палеозой, прорванные гранитами и несогласно перекрытые обломочным карбоном, после накопления которых возникла вторая генерация гранитоидов, а затем последовало внедрение сиенитов пермского или триасового возраста. Мезозойские отложения в зоне Мэчин пользуются меньшим распространением; они представлены турбидитами нижнего и карбонатами среднего триаса (с риолитами в последнем) и несогласно залегающей юрой – пестроцветно-глинистой нижней и карбонатной средней и верхней. Примечательно развитие вблизи разлома Печеняга-Камена в верхней юре брекчий и бимодальных, преимущественно кислых вулканитов.

В *зоне Тулча* также присутствует эпиметаморфический нижний и средний палеозой и секущие его граниты, но главная роль принадлежит мезозою, особенно триасу. Нижний триас (вместе с пермью) обломочный, средний и верхний до нория включительно, карбонатный – неритический на северо-востоке, пелагический на юго-западе; имеются бимодальные вулка-

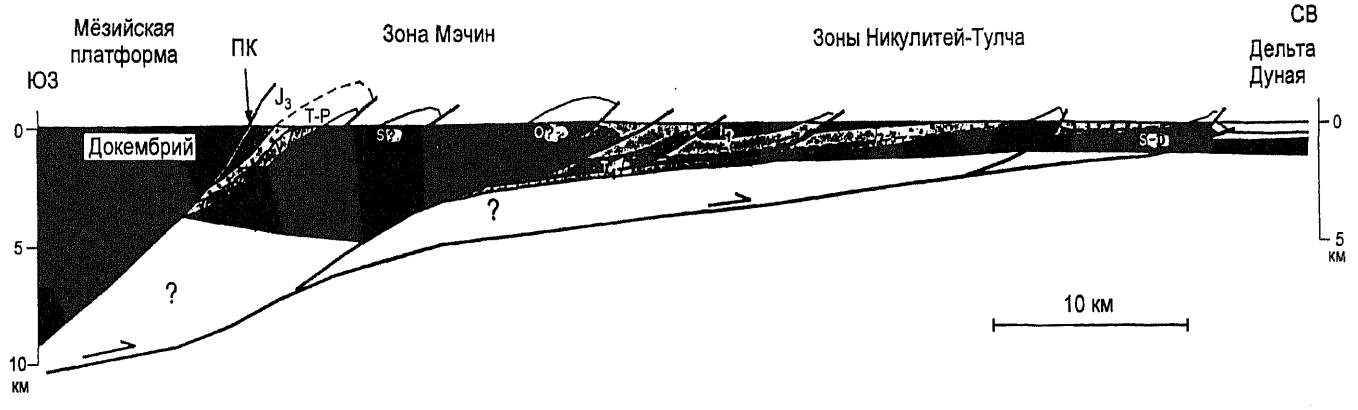


Рис. 11-20. Профиль через Северную Добруджу (провизорная интерпретация по К.Бенксу)
ПК – разлом Печеняга-Камена

ниты. Нижняя юра турбидитная, средняя – пелагическая глинистая, верхняя – карбонатная. Юре и здесь предшествовала раннекиммерийская фаза деформаций.

Между двумя основными террейнами Северной Добруджи вклинивается узкая зона, могущая представлять сутуру. В этой зоне обнажаются триасовые основные вулканиты внутриплитного типа и пелагические известняки, а также норийско-лейасовый флиш.

11.2.2. Горный Крым

Горный Крым представляет следующее к востоку звено рассматриваемой ветви Альпийско-Гималайского пояса. Он не соединяется непосредственно с Северной Добруджей – структуры первой обрываются континентальным склоном Черноморской впадины, структуры второго прослеживаются под водой лишь на 50 км к западу от полуострова. Добруджу и Крым, очевидно, разделяют ветви линеамента Тейсейра-Торнквиста, пересекающие Черное море – Западно-Черноморский меридиональный и Центрально-Черноморский северо-западного простирания разломы (см. раздел 11.2.5).

Северным ограничением структуры Горного Крыма, отделяющим ее от Скифской платформы, служит Симферопольский разлом (рис.11-21), к которому приурочены Лозовская зона дислокаций и впечатляющий осадочный меланж. Сам разлом полого наклонен к северу. В меланже присутствуют обломки пород самого различного происхождения, включая не известные по обнажениям и данным бурения в Крыму известняки карбона и перми и, вероятно, фрагменты офиолитовой ассоциации (базальты, радиоляриты). Наиболее молодые образования относятся к нижнему мелу.

Новейшее поднятие Горного Крыма, достигающее отметок 1500 м, имеет протяженность в пределах суши 150 км и ширину 60 км. В западной части оно характе-

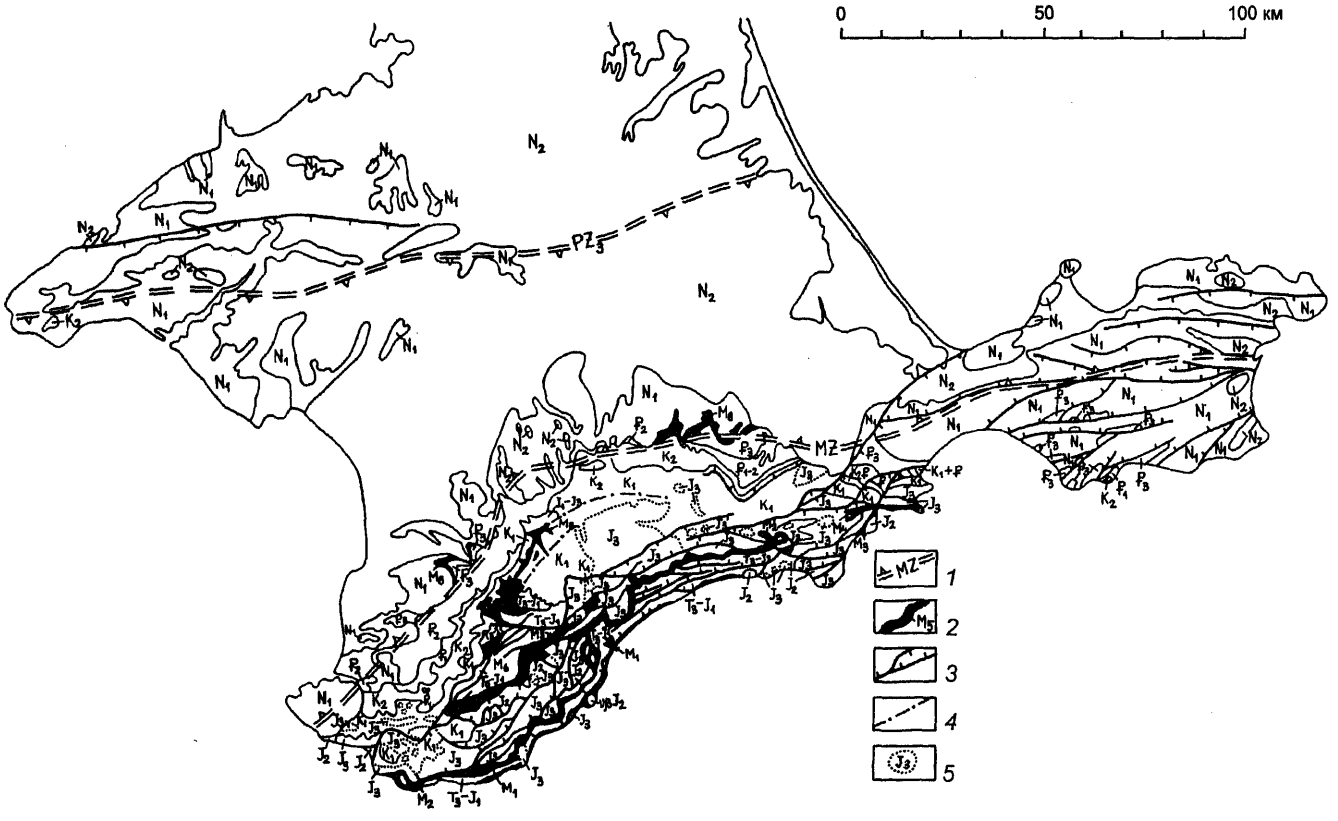


Рис. 11-21. Геологическая карта Горного Крыма (по В.В.Юдину)

1 – сутуры под осадочным чехлом и их падение (PZ_3 – Северокрымская, MZ – Предгорная); *2* – меланжи: M_1 – Южнобережный, M_2 – Подгорный, M_3 – Карадагский, M_4 – Шебетовский, M_5 – Соколинский, M_6 – Мартовский, M_7 – Симферопольский, M_8 – Белогорский; *3* – взбросо-надвиги и их падение; *4* – разрывы под осадочным чехлом; *5* – гравигенные разрывы в основании олистолитов и олистоплак

ризуется северо-восточным простиранием, постепенно изменяя его на востоке на западо-юго-западноеное. Южное крыло Крымского орогена опущено под воды Черного моря в пределы подводной окраины полуострова. На востоке Горно-Крымское сооружение ограничивается системой меридиональных сбросо-сдвигов, проходящей западнее Феодосии и отделяющей его от Керченско-Таманского поперечного прогиба.

В основании обнаженного разреза Крымского орогена залегает мощная толща темного песчано-глинистого тонкоритмичного флиша, известная как таврическая серия. Возраст этой серии по редким фаунистическим остаткам обычно трактуется как верхне-(или средне)триасовый–нижнеюрский (или ааленский), но есть мнение о ее более молодом возрасте. Мелководным аналогом таврической серии считается эскиордынская обломочная свита; обе они входят в состав единого структурного комплекса, интенсивно смятого в мелкие складки южной вергентности. Существуют серьезные основания полагать, что данный комплекс образует тектонический покров, из-под которого на севере обнажаются нижнемеловые глины, а по геофизическим данным на глубине 4–6 км его тектонически подстилает домезозойский фундамент. Среди отложений комплекса распространены глыбы известняков карбона, перми и триаса, которые рассматриваются либо как олистолиты, либо как тектонические оттолженцы автохтона в подошве покрова. В состав комплекса некоторые исследователи включают еще островодужную вулканогенную толщу известково-щелочного состава байоса–келловея.

Другой литолого-стратиграфический и тектонический комплекс имеет оксфорд-берриасовый возраст и его наиболее примечательным элементом являются верхнеюрские рифогенные известняки, которые и слагают высокое плато Крымской Яйлы. В южном направлении известняки замещаются конгломератами с галькой экзотических для Крыма пород, в том числе гранитов, а в юго-восточном направлении – флишем. В западной части Яйлы данный комплекс лежит в общем полого и внешне спокойно, а восточнее представляется смятым в относительно простые складки. В настоящее время выяснено, что весь этот комплекс залегает аллохтонно, подстилаясь то нижнемеловыми глинами, то таврической серией, и обладает достаточно сложным внутренним тектоническим строением (рис.11-22).

Происхождение и время становления покровных комплексов Горного Крыма – Таврического и Яйлинского, могут быть различными. Таврический покров с его интенсивными внутренними деформациями несомненно образовался в условиях горизонтального сжатия, очевидно в процессе коллизии расположенного на юге микроконтинента или островной дуги с южным краем Евразии, представленным Скифской платформой. Яйлинский покров мог образоваться в условиях не сжатия, а растяжения, с образованием на краю северного шельфа листрических сбросов и сползанием пластин известняков в расположенный южнее глубоководный бассейн. По другим представлениям (В.В.Юдин), этот покров имеет первично гравитационное происхождение и состоит фактически из олис-

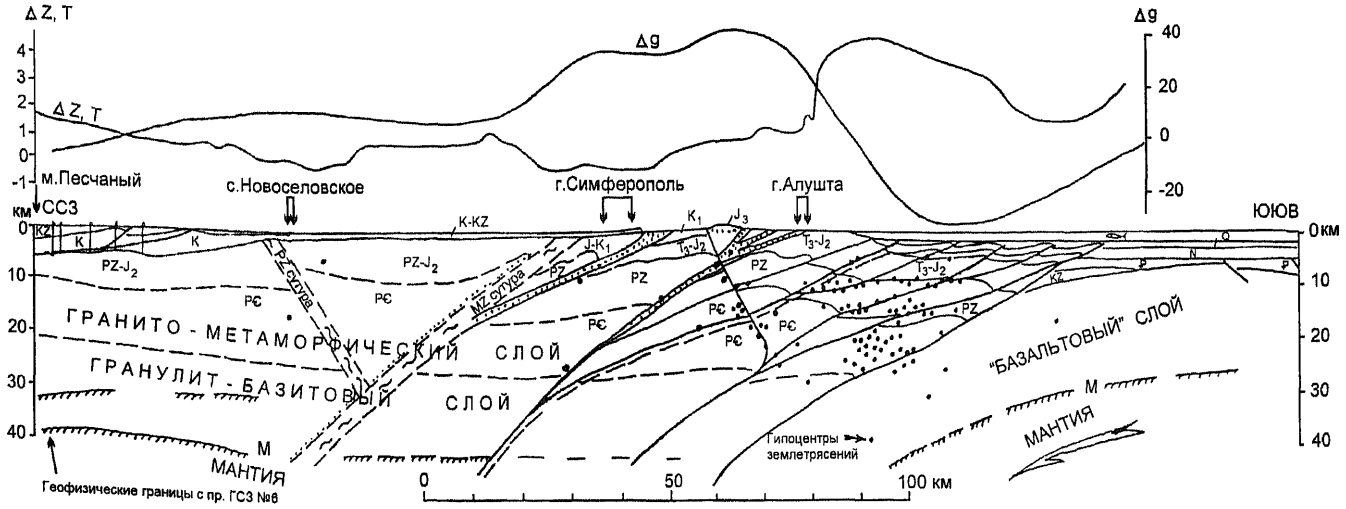


Рис. 11-22. Геологический профиль через Горный Крым (по В.В.Юдину)
Вверху: гравитационный и магнитный профили

топлак, сползших в конце раннего мела с расположенного южнее поднятия, служившего и источником верхнеюрских конгломератов.

Так или иначе, процессы покровообразования в Крыму закончились к позднему альбу – сеноману, и возникшая здесь структура была в позднем мелу – раннем палеогене перекрыта водами эпиконтинентального моря с накоплением шельфовой карбонатной формации, ныне залегающей полого моноклинально на северном склоне Крымских гор.

Более молодые, чем эоцен, морские отложения в Горном Крыму отсутствуют, но они появляются к востоку от Феодосийской зоны поперечных разломов, на Керченском полуострове, и на подводной окраине Крыма. Это, прежде всего, мощная глинистая майкопская серия олигоцена – низов миоцена и более мелководные отложения остального неогена. Майкопские глины выступают здесь в ядрах диапировых складок, линейно вытянутых в восточно-северо-восточном направлении. Этот структурный стиль характеризует не только Керченский полуостров и юго-восточную подводную окраину Горного Крыма, но продолжается отсюда через Керченский пролив на Таманский полуостров и подводную окраину северо-западного погружения Большого Кавказа, т.е. свойствен всему поперечному прогибу между Крымом и Кавказом. Складки осложнены надвигами, вдоль которых и происходит внедрение майкопских глин, а также грязевыми вулканами, наиболее крупными на Таманском полуострове.

На севере Керченско-Таманская зона молодой складчатости окаймляется выполненным неогеновой молассой Индоло-Кубанским прогибом, продолжающимся на востоке вдоль северо-западного сегмента Большого Кавказа.

Между тем вдоль южного берега и подводной окраины Крыма в плиоцене- квартере продолжались деформации сжатия и происходило образование мощных олистостром – Массандровской на берегу и недавно обнаруженной на подводном склоне между Севастополем и Ялтой.

11.2.3. Большой Кавказ

Большой Кавказ – самое крупное и сложное сооружение рассматриваемой ветви Альпийско-Гималайского пояса (рис.11-23). Он протягивается практически прямолинейно в западо-северо-западном направлении на 1300 км от Черного до Каспийского моря при ширине порядка 100–150 км. С севера, со стороны Скифской платформы, Большой Кавказ сопровождается прерывистой полосой молассовых прогибов – Западно-Кубанским (Индоло-Кубанским, см.выше), Восточно-Кубанским, Терско-Каспийским, Кусаро-Дивичинским (последний может рассматриваться и как периклинальный). В промежутке между Восточно-Кубанским и Терско-Каспийским прогибами Большой Кавказ непосредственно граничит с молодой платформой. На юге его окаймляют и отделяют от структур Малого Кавказа и Талыша Рионский и Куринский межгорные молассовые прогибы. На юго-восточном погружении Большого Кавказа обособляется Апшероно-Кобыстанский периклинальный прогиб, вместе с Куринским открывающийся в Южно-Каспийскую впадину.

Строение Большого Кавказа отличается асимметрией и сегментированностью. В нем участвуют несколько структурных комплексов – байкальский, герцинский, раннекиммерийский и альпийский, включающие образования от верхнепротерозойских до нижнепалеогеновых, а на погружениях и до плиоценовых. Наиболее полно эти комплексы обнажены в Центральном Кавказе.

В поперечном сечении *Центрального Кавказа* выделяется четыре главных зоны (рис.11-24). Зона Северного склона представляет пологую моноклиналь, сложенную шельфовыми терригенно-карбонатными отложениями верхней юры-нижнего палеогена, наиболее эрозионно устойчивые члены разреза которых – верхнемеловые и верхнеюрские карбонаты слагают куэсты Пастбищного и Скалистого хребтов. На севере эта моноклиналь через пологий прогиб, выполненный майкопскими глинами, сопрягается со Ставропольским сводом Скифской платформы. На юге из под трансгрессивно залегающего мела или верхней юры обнажаются породы палеозоя и верхнего протерозоя. Наиболее древними являются кристаллические сланцы с K-Ar возрастом 870 млн лет и зеленые сланцы с верхнерифейскими акритархами (возраст тех и других нуждается в уточнении), несогласно перекрытые практически не метаморфизованными ордовикско-нижнесилурийскими аркозовыми песчаниками с валунами среднекембрийских известняков в основании и верхнесилурийскими аргиллитами с прослоями известняков. Эти полого залегающие образования тектонически перекрыты серпентинизированными и покрытыми мезозойской корой выветривания ультрамафитами, шарьированными с юга (см. ниже). Все это прорвано верхнепалеозойскими красными гранитами. К западу и востоку от оси поперечного поднятия, идущего на юг от Ставропольского свода, между подошвой мела и палеозоем вклиниваются известняки, доломиты и гипсы мальма и песчано-глинистые отложения доггера и лейаса. В бассейне Кубани средний лейас угленосный и вмещает пластовые интрузии долеритов, а в верхах лейаса наблюдаются покровы и дайки андезитов и трахиандезитов.

В пределах же Северокавказской моноклинали на отмеченном поперечном перегибе в районе Минераль-

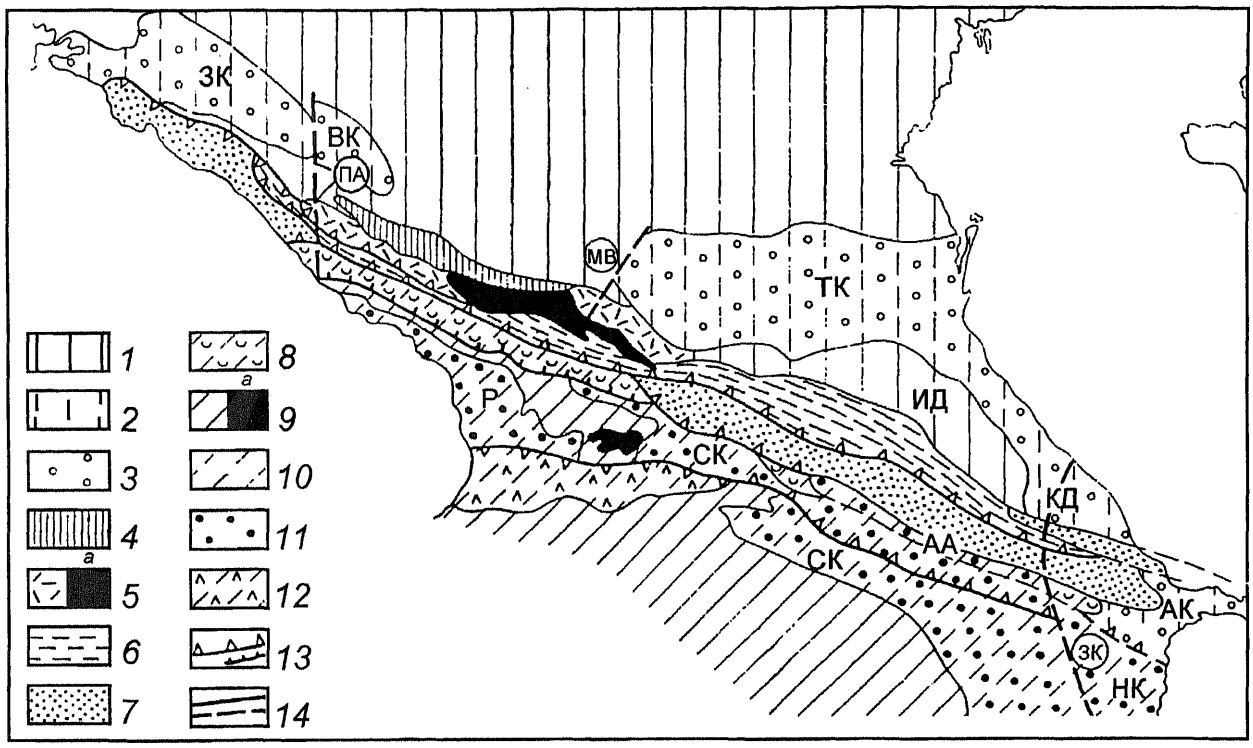


Рис. 11-23. Тектоническая схема Большого Кавказа и Северного Закавказья

1 – Предкавказская плита, включая зону Известнякового Дагестана – ИД; *2* – то же, под молассами; *3* – передовые и периклинальные прогибы: ЗК – Западно-Кубанский, ВК – Восточно-Кубанский, ТК – Терско-Каспийский, КД – Кусаро-Дивичинский, АК – Апшероно-Кобыстанский; *4* – зона Передового хребта; *5* – зона Главного хребта Центрального Кавказа: *а* – выступ кристаллического комплекса; *6* – сланцевая зона Центрального, Главного и Бокового хребтов Восточного Кавказа; *7* – флишевые зоны Западного и Восточного Кавказа; *8* – Гагра-Джавская и Кахетино-Вандамская зоны; *9* – Закавказский срединный массив (микроконтинент): *а* – выступ фундамента на поверхность; *10* – то же, под молассами; *11* – межгорные прогибы: Р – Рионский, СК – Среднекуринский, НК – Нижнекуринский, АА – Алазано-Агричайский; *12* – Аджаро-Триалетская зона; *13* – надвиги и взбросо-надвиги; *14* – крупные поперечно-флексурные зоны, буквы в кружках: ПА – Пшехско-Адлерская, ЗК – Западно-Каспийская, МВ – Минераловодская

ных Вод выступает группа позднемиоценовых–раннеплиоценовых магматических диапиров и лакколитов гранит- и граносиенит-порфиров, выраженных в рельефе горами-одиночками. Восточнее, в бассейнах Баксана и Чегема распространены позднеплиоценовые покровы кислых лав, включая игнимбриты. Эти извержения были приурочены к флексурно-разломной зоне, севернее определяющей восточное замыкание Терско-Каспийского молассового прогиба. Аналогичная зона проходит и вдоль западного ограничения Северокавказской моноклинали, на ее границе с Восточно-Кубанским прогибом.

На юге зона Северного склона граничит по разлому с зоной Передового хребта, которая, в свою очередь, отделена от зоны Главного хребта другим разломом – Пшекиш-Тырныаузским, обнаруживающим черты правого сдвига. По послесреднеюрским образованиям *зона Передового хребта* представляет горст, приподнятый над смежными зонами, по отложениям средней и нижней юры – ступень между ними, по верхнепалеозойским молассам – разбитый разломами синклинорий, и, наконец, по среднему палеозою – сложную покровную структуру. В строении последней участвует несколько пластин, перемещенных с юга на север; снизу вверх это силурийские-нижнедевонские сланцы с офиолитокластовыми олистостромами, офиолиты, метаморфические сланцы (рис.11-25). В паравтохтоне выступают островодужные вулканиты среднего–верхнего девона, подстилаемые относительно глубоководными терригенными отложениями нижнего–среднего девона и перекрываемые шельфовыми карбонатами фамена–турне. Неоавтохтоном здесь служит слабоугленосная моласса намюра – среднего–верхнего карбона, за которой следует красноцветная грубообломочная моласса перми. Гипсометрически выше сохранились останцы трансгрессивно залегающей мел-

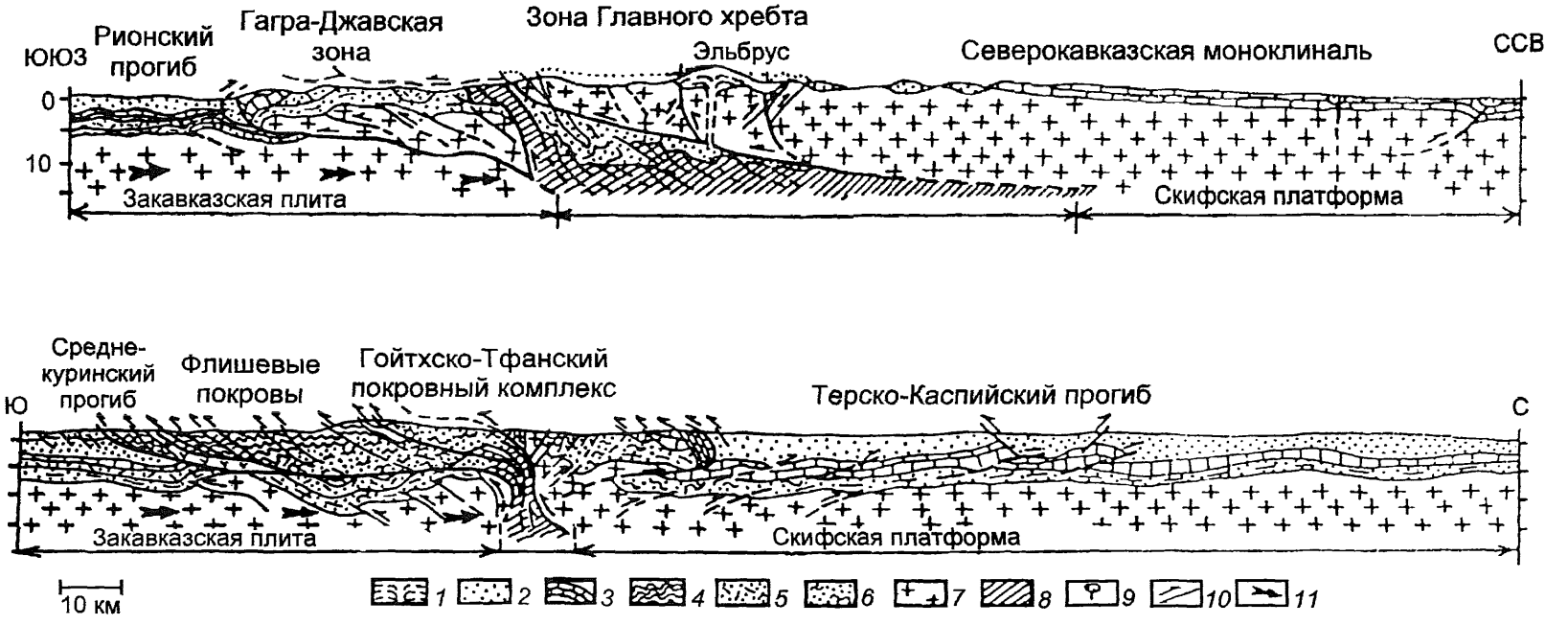


Рис. 11-24. Геологические профили через Большой Кавказ (по С.И.Дотдуеву)

Вверху – Центральный, внизу – Восточный Кавказ. *1* – позднеплиоценовые-четвертичные вулканиты; *2* – моласса; *3* – верхнеюрские-эоценовые *шельфовые отложения*; *4* – верхнеюрский-эоценовый субфлиш и флиш; *5* – байосско-батские отложения Закавказской и Скифской плит; *6* – нижне- и среднеюрские *отложения*; *7* – доюрский фундамент Закавказской и Скифской плит; *8* – субстрат Гойтхско-Тфанского и Новороссийско-Дибрарского покровных комплексов; *9* – альпийские интрузии; *10* – поверхности надвигов и покровов; *11* – преобладающее направление движения горных масс

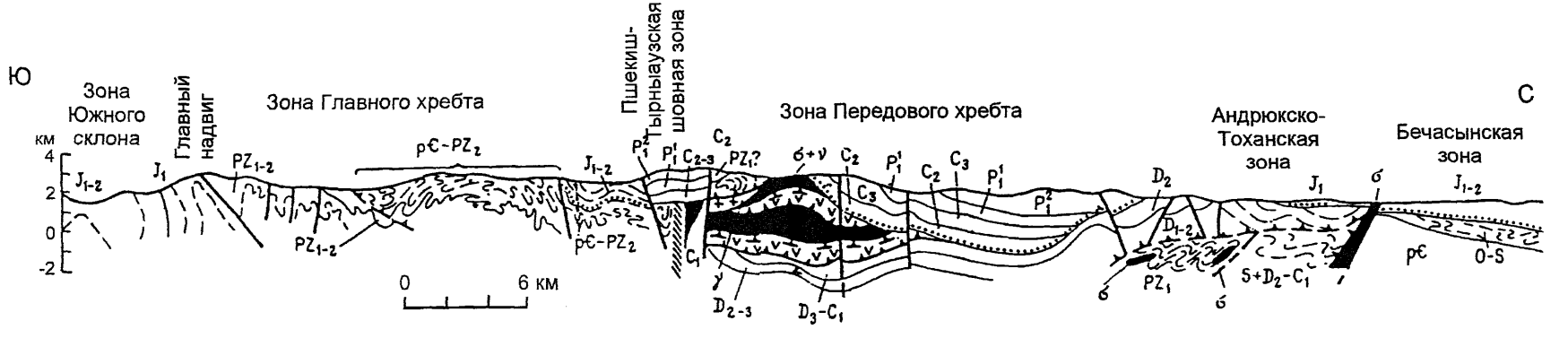


Рис. 11-25. Геологический профиль Передового хребта Центрального Кавказа (по Е.В.Хаину)

ководно-морской терригенной нижней–средней юры, а на северо-западе такой же, но в значительной мере карбонатный триас.

Ведущую роль в сложении *зоны Главного хребта* играет комплекс кристаллических сланцев среднепалеозойского и, вероятно, более древнего возраста и верхнепалеозойских гранитоидов. О возрасте этих образований свидетельствует несогласное налегание на них на юге и востоке мелководно-морских отложений верхнего палеозоя начиная со среднего карбона. Кристаллосланцевый комплекс состоит в основном из метатерригенных, подчиненно вулканогенных пород; имеются и фрагменты метаофиолитовой ассоциации. Комплекс имеет, вероятно, покровную структуру, очевидно, герцинского возраста. В альпийском структурном плане этот комплекс выступает в виде чешуй с внутренней валообразной или купольной структурой, надвинутых на узкие щелевидные синклинали, выполненные сланцево-диабазовой формацией лейаса–аалена.

Зона Главного хребта полого надвинута по Главному Кавказскому надвигу на *зону Южного склона*. В этой зоне получает развитие исключительно мощная черносланцевая формация нижней–средней юры, интенсивно смятая в мелкие изоклинальные, разбитые кливажем и надвигами складки. В Сванетии из-под этой формации выступает слабо метаморфизованная морская терригенная формация девона–триаса также весьма значительной мощности; сугубо подчиненное значение в ее составе имеют карбонаты и вулканиты. Формация эта образует два кулисообразно расположенные антиклинория, в крыльях которых юра залегает с перерывом и несогласием, отвечающим раннекиммерийской эпохе тектогенеза. А на востоке, начиная с верховьев р.Риони, между Главным надвигом и Сванетской антиклинорной зоной вклинивается флишевый покровный синклинорий, расширяющийся к востоку и продолжающийся до Каспийского моря. Выполняющая этот синклинорий флишевая формация имеет верхнеюрско-нижнепалеогеновый возраст и подобно подстилающей черносланцевой формации смята в чешуйчато-изоклинальные складки южной вергентности, но несколько более крупные, чем в последней.

Зона Южного склона на юге граничит по разлому с *Гагра-Джавской зоной*, переходной к Северо-Закавказскому срединному массиву, но вторично отделенной от основной части последнего другим крупным разломом. Нижнюю часть разреза образуют флишоидная терригенная формация лейаса–аалена, вполне сходная с развитой в зоне Южного склона, но менее мощная и менее интенсивно дислоцированная. На ней с некоторым несогласием залегает вулканогенная формация байоса – та же «порфиритовая серия», которая характерна для Грузинской глыбы. И выше разрез повторяет разрез последней – лимнический угленосный бат, лагунные верхнеюрские красноцветы, замещаемые рифовыми известняками и, наконец, шельфовый карбонатный нижний мел.

Восточный Кавказ. Основная часть этого сегмента Большого Кавказа представляет продолжение зон Главного хребта и Южного склона Центрального Кавказа. Более северные зоны скрываются здесь под молассами Терско-Каспийского прогиба, глубина залегания фундамента под которым достигает 10–12 км. В конце плиоцена в осевой полосе этого прогиба возникли антиклинальные зоны Терского и Сунженского хребтов, осложненные взбросо-надвиговыми разрывами и вмещающие крупные залежи нефти. Сложность строения складок объясняется присутствием в разрезе двух высокопластичных толщ – глинистой майкопской и эвапоритовой верхнеюрской.

Терско-Сунженская зона поднятий находит свое юго-восточное продолжение в антиклинальных зонах прибрежного Дагестана и подразделяет Терский прогиб на два, из которых более широкий южный непосредственно примыкает к сооружению Большого Кавказа. Гомологом (но не прямым продолжением) зоны Северного склона Центрального сегмента последнего здесь служит на западе, в Кабарде, Осетии и Ингушетии, полоса палеогена, мела и верхней юры, образующая узкую и довольно крутую моноклиналь, надвинутую на зону Бокового хребта (см. ниже). На востоке, в Чечне и Дагестане, эта полоса резко расширяется к северу, образуя так называемый Дагестанский клин, а ее строение сильно усложняется. На нижнем уровне здесь развиты надвиги и дуплексы северной вергентности, а на верхнем, начиная с майкопской серии – южной. Далее к юго-востоку, в нагорье Известнякового Дагестана структура снова упрощается – здесь развиты сундучно-коробчатые складки, почти не нарушенные разрывами.

Доюрские образования зоны Главного хребта исчезают с поверхности к востоку от р.Терек и Центральное поднятие Восточного Кавказа оказывается сложенным мощной черносланцевой формацией нижней–средней юры, характерной на западе для зоны Южного склона. В базальной части этой формации (плинсбах) присутствуют вулканиты андезит-дацитового состава и мелкие тела гранодиорит- и гранит-порфиров, а на уровне аален–байоса – покровы спилитов и порфиритов, силлы и дайки диабазов и габбро-диабазов, а также мелкие субвулканические тела гранитоидов. Магматиты занимают, однако, в составе сланцевой формации весьма подчиненное место. Формация эта, как и на западе, смята очень интенсивно, нарушена многочисленными крутыми надвигами, кливажирована. Она образует два антиклинория – *Бокового* и *Главного хребтов*, разделенные узким грабен-синклинорием. Ан-

тиклинорий Главного хребта вдоль продолжения Главного надвига Центрального Кавказа полого надвинут на *зону Южного склона*, которая здесь состоит из системы тектонических покровов верхнеюрско-нижнепалеогенового флиша, на десятки километров шарьированных к югу. Наиболее южные из этих покровов переброшены через следующую к югу *Кахетино-Вандамскую зону*, представляющую восточное продолжение и почти полный аналог Гагра-Джавской зоны Центрального Кавказа. Некоторыми особенностями являются флишевый характер титон-альбских отложений и особенно проявление альб-сеноманского субщелочного магматизма как в эффузивной, так и в интрузивной форме, и развитие остального верхнего мела в карбонатных литофациях с трансгрессивным маастрихтом в кровле, а также мергельного эоцена, венчаемого позднеэоценовыми олистостромами. На юге Кахетино-Вандамская зона полого надвинута на молассы Куринского прогиба.

Юго-восточное погружение Большого Кавказа. К востоку от нижнего течения р.Самур происходит значительное сужение и ступенчатое погружение покровно-складчатой системы Большого Кавказа. Почти вся зона Известнякового Дагестана уходит под периклинальный *Кусаро-Дивичинский прогиб.* На севере этот прогиб примыкает к погребенному *Западно-Каспийскому поднятию* герцинского фундамента, перекрытого маломощной юрой, а выше непосредственно верхним миоценом–квартером. С юга на прогиб надвинуто краевое поднятие юго-восточного Кавказа, представляющее редуцированное продолжение антиклинория Бокового хребта Восточного Кавказа. Юрское ядро антиклинория Главного хребта погружается еще западнее, а разделяющий их синклинорий углубляется к востоку. Погружение антиклинория Главного хребта по Главному надвигу надвигается на продолжение флишевой зоны Южного склона, сохраняющей и здесь достаточно сложное строение, с отдельными шарьяжными пластинами. Южная часть флишевой зоны и продолжение Кахетино-Вандамской зоны погружаются под олигоцен-миоценовые образования Шемахино-Кобыстанской зоны, надвинутые на юге на плиоценовые молассы Нижне-Куринской впадины, а на востоке уходящие под плиоцен *Апшероно-Кобыстанского периклинального прогиба*, образующего северо-западный борт Южно-Каспийской впадины (см. раздел 11.3.3).

Северо-западное погружение Большого Кавказа происходит сначала быстрее, а затем медленнее, чем на юго-востоке, и так же осуществляется отдельными ступенями, здесь более отчетливо разделенными флексурно-разломными зонами. На севере этот сегмент, подобно юго-восточному, надвинут на молассовый Западно-Кубанский прогиб. Осевое поднятие Северо-Западного Кавказа зарождается в пределах продолжения зоны Южного склона Центрального Кавказа. Оно сложено средней юрой и надвинуто к югу на флишевую зону, аналогичную таковой Восточного Кавказа, которая состоит из ряда шарьированных к югу покровных пластин. Одна из них – Воронцовский покров, опять-таки, как и на востоке, переброшена через краевое поднятие Ахцу-Кацырха в районе Сочи – западное продолжение Гагра-Джавской зоны и, в частности, верхнеюрского барьерного рифа. Воронцовский покров перекрывает и простирающийся южнее Адлерский периклинальный прогиб, выполненный мощным олигоцен-миоценом (майкопом) и открывающийся на западе в море, где он продолжается Туапсинским прогибом вдоль подводной окраины Кавказа.

К западу от Анапской флексуры складчатая система Большого Кавказа погружается под олигоцен-четвертичную молассу *Керченско-Таманского поперечного прогиба.* Складки, образуемые этой молассой на Тамани, продолжают складчатость юго-восточной подводной окраины Крыма и юга Керченского п-ова и выходят на южный борт Западно-Кубанского прогиба, тем самым с некоторым несогласием срезая более широтно ориентированную доолигоценовую складчатость северо-западного погружения Большого Кавказа. Как уже отмечалось выше, складки Тамани, как и складки Керчи, осложнены разрывами, диапиризмом майкопских глин и грязевым вулканизмом, а маломощный и мелководный плиоцен залегает здесь несколько несогласно и относительно спокойно.

11.2.4. Копетдаг

Копетдагское складчатое сооружение представляет наиболее восточное звено рассматриваемой ветви Альпийско-Гималайского пояса. Оно протягивается на 650 км от Каспийского побережья до долины р.Теджен, совпадающей с Серахским меридиональным разломом, наиболее западным в системе Урало-Оманского линеамента. Северным ограничением Копетдагского сооружения служит разлом, отделяющий его от Предкопетдагского молассового прогиба, наложенного на южный край Туранской плиты. Этот разлом сочетает черты надвига и правого сдвига. На юге Копетдагская система примыкает к Аладаг-Биналудскому восточному сегменту Эльбурской системы (см. раздел 11.1.7). Вместе они образуют Туркмено-Хорасанскую горную систему. Границей между Копетдагом и Аладаг-Биналудом внутри нее является разлом, выходящий к г.Горган на Каспийком берегу, а восточнее скрывающийся под Мешхедским молассовым межгорным прогибом. По этому разлому Копетдаг местами надвинут на Аладаг-Биналуд.

Копетдаг имеет ширину порядка 200 км на западе, 100 км в средней части и всего 40 км на востоке. Он образует подобие дуги, выпуклой к северу; слагающие его складки имеют на востоке западо-северо-западное простирание и сменяют его на западе, где они погружаются под молассы Западно-Туркменской впадины, на юго-западное и даже меридиональное, образуя восточную половину Южно-Каспийской виргации.

Альпийский Копетдаг является уже вполне эншалическим орогеном, сложенным комплексом юрско-нижнепалеогеновых мелководно-морских терригенно-карбонатных отложений мощностью до 8–10 км, несогласно залегающим на герцинско-раннекиммерийском фундаменте – южном продолжении фундамента Туранской плиты. Этот фундамент обнажается на юге Копетдага в Агдарбандском поднятии к востоку от Мешхеда. Здесь выступает терригенный, с прослоями известняков и основных вулканитов и интенсивно деформированный средний и нижний триас, отделенный угловыми несогласиями как от юры, так и от палеозоя, и прорванный интрузиями габбро. Палеозойский комплекс метаморфизован в амфиболитовой фации, включает образования от пермских до девонских, а также элементы офиолитовой ассоциации – радиолариты, мафиты, ультрамафиты, рассматриваемые, как и офиолиты района Решта по другую сторону Каспия, в качестве реликтов Палеотетиса. Проходящий южнее разлом отделяет не только Копетдаг от системы Эльбурса, но и разделяет два совершенно различных типа развития палеозоя и триаса и фундамент двух различных возрастов – киммерийско-герицнский на севере, байкальский (панафриканский) на юге. Это дает полное основание считать этот разлом сутурой, вдоль которой в конце триаса произошло столкновение Центрально-Иранской микроплиты с Туранской, или Гондваны с Евразией.

Копетдагская система обладает относительно простой структурой, которая оформилась в конце миоцена (рис.11-26). Складки здесь умеренно сжатые, прямые, лишь на северной периферии системы обнаруживающие северную вергентность, обычно прослеживающиеся на большие расстояния. Наиболее сложным строением обладает передовая цепь коротких складок, приуроченных к пограничному разлому между Копетдагом и Предкопетдагским прогибом. Вдоль этого разлома наблюдаются взбросо-надвиговые и правосдвиговые смещения. Под острым углом от передовой цепи и краевого разлома к западу и юго-западу отходят другие складки, погружающиеся в том же направлении. Все складки Копетдага, за исключением самой южной и наиболее приподнятой полосы, рассечены диагональными правыми сдвигами северо-северо-западного простирания; подчиненную роль играют левые сдвиги северо-восточного направления.

Предкопетдагский прогиб имеет небольшую ширину, 40–50 км, но глубину по фундаменту до 8–10 км, главным образом за счет аналогов юрско-палеогенового комплекса Копетдага, так как мощность моласс в нем не превышает 2,5 км (рис.11-27). Нижняя – тонкая и морская моласса, имеет верхнеолигоцен-миоценовый возраст, а верхняя, более грубая и в основном континентальная – плиоцен-четвертичный; их разделяет несогласие.

К западу от западного замыкания Предкопетдагского прогиба расположено своеобразное широтное *поднятие Большого Балхана*, выраженное в рельефе возвышенностью с максимальной отметкой 1880 м, длиной до 100 км, шириной до 50 км. В ядре поднятия выступает терригенная средняя юра, среди которой появляются тектонические чешуи гранитов и туфов кварцевых порфиров, принадлежащие, очевидно, уже фундаменту, который, по геофизическим данным, залегает на глубине всего 1,5 км. Средняя терригенная и карбонатная верхняя юра смяты в умеренно сжатые складки, а выше резко несогласно располагается толща мела и палеогена, в основном и формирующая мегантиклиналь Большого Балхана с пологим южным и крутым, даже опрокинутым северным крылом. Поднятие Большого Балхана началось в олигоцене, сопровождаясь образованием прогибов к северу и к югу от него; последний отделяет Б.Балхан от погружения Копетдага.

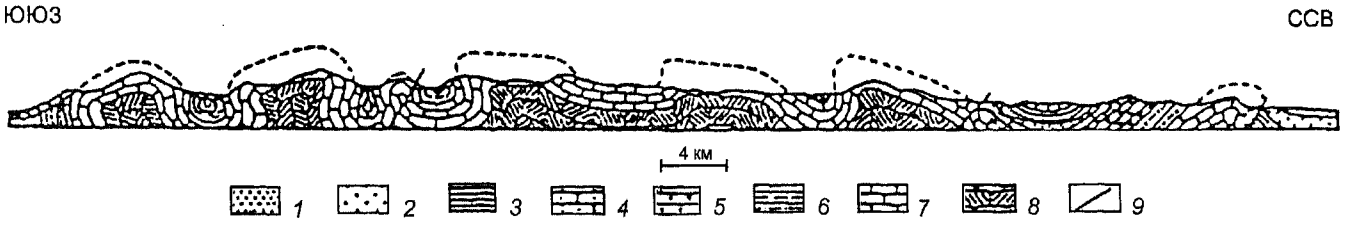


Рис.11-26. Геологический профиль через Копетдаг (по П.И.Калугину)

1 – неоген и квартер; *2* – палеоген; *3* – верхний мел; *4* – апт–альб; *5* – неоком; *6* – верхняя юра и неоком неразделенные; *7* – верхняя юра; *8* – средняя и нижняя юра; *9* – разрывы

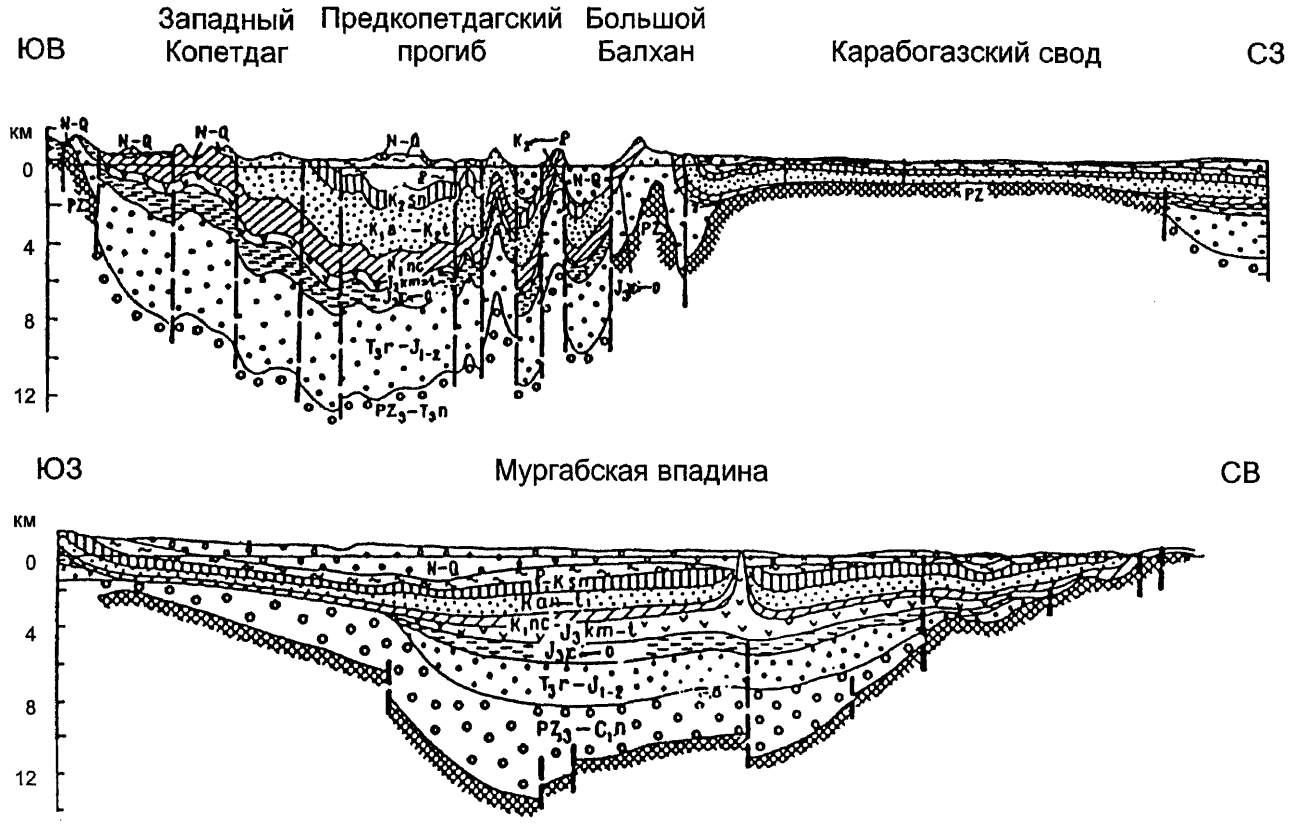


Рис.11-27. Геолого-литологические профили Туркменистана (по А.А.Алланову и др.)

На западном продолжении Б.Балхана и юге Красноводского п-ова возвышается значительно более низкое и меньших размеров *поднятие Кубадаг*, рассеченное разломами и с пологим северным и крутым южным крылом. В ядре поднятия выступают гранитоиды и вулканиты верхнего палеозоя и триаса, резко несогласно перекрытые верхнеюрскими или валанжинскими известняками. Таким образом, здесь полностью отсутствует средняя юра, достигающая 5-километровой мощности на соседнем Б.Балхане, от которого Кубадаг, вероятно, отделен поперечным разломом.

Южное крыло Кубадага опущено по крупному разлому – продолжению краевого шва Копетдага. Этот разлом служит одновременно северным ограничением Западно-Туркменской впадины (см. раздел 11.3), северная часть которой наложена на западное погружение Копетдага. В этой части впадины, на прямом продолжении крайней северо-западной антиклинали Копетдага, в широтном направлении протягивается *Прибалханская антиклинальная зона* – цепочка разбитых сбросами и осложненных грязевыми вулканами брахиантиклиналей. На западе, в районе п-ова Челекен она уходит в море, но здесь находит свое продолжение в аналогичных поднятиях Апшеронского порога, отделяющего Средне-Каспийскую впадину от Южно-Каспийской. К северу и северо-востоку от Апшеронского п-ова эта антиклинальная зона примыкает к складкам Апшеронского архипелага – юго-восточного погружения Большого Кавказа, образуя тем самым соединительное звено между последним и Копетдагом. Как показали сейсмика и бурение, в западной части зоны верхний мел резко несогласно перекрывается олигоценом, а на сводах поднятий непосредственно плиоценом.

Прогиб в море к северу от Апшеронского архипелага, именуемый Апшеронским и представляющий смещенное продолжение Кусаро-Дивичинского, в свою очередь имеет своим продолжением на востоке, в Туркмении, Келькорский прогиб между Прибалханской зоной поднятий и Кубадагом.

11.3. Черноморская и Южно-Каспийская впадины и Северо-Закавказская зона межгорных прогибов

Только что рассмотренная побочная ветвь Альпийско-Гималайского пояса отделяется от более южной, Альпийско-Эльбурской ветви полосой молодых впадин, частично занятых внутренними морями с корой океанского или субокеанского типа – Черным и Каспийским (южная часть), частично же межгорными молассовыми прогибами – Рионским, Куринским и Западно-Туркменским, наложенными на эпипалеозойскую континентальную кору.

11.3.1. Черноморская впадина

Глубоководная котловина Черного моря, очерченная изобатой 2000 м, занимает несколько более трети его акватории; она вытянута на 400 км по ширине и имеет несколько более 200 км в поперечнике (рис. 11-28). Плоское дно котловины лежит на глубине 2200 м; со всех сторон она ограничена крутым континентальным склоном. Мощность коры сокращается в центральной части впадины до 18 км против 25 км на периферии, в то время как мощность осадочного чехла возрастает с 8 до 15 км, что оставляет на долю консолидированной коры всего 4–12 км (рис.11-29).

Внутреннее строение Черноморской впадины неоднородно – она отчетливо распадается на две котловины, разделенные Центрально-Черноморским поднятием и отличающиеся и по строению коры, как будет отмечено ниже, и по времени формирования. Центрально-Черноморское поднятие в рельефе дна выражено подводными хребтами Андрусова и Архангельского, вытянутыми в северо-западном направлении и простирающимися от южного выступа Крымского полуострова к Синопу на турецком побережье. На юго-западе поднятие ограничено Одесско-Синопским разломом – правым сдвигом, принадлежащим к системе линеамента Тейссейра-Торнквиста; на юге, на материке его продолжение разделяет Западные и Восточные Понтиды и затем сливается с Северо-Анатолийским сдвигом.

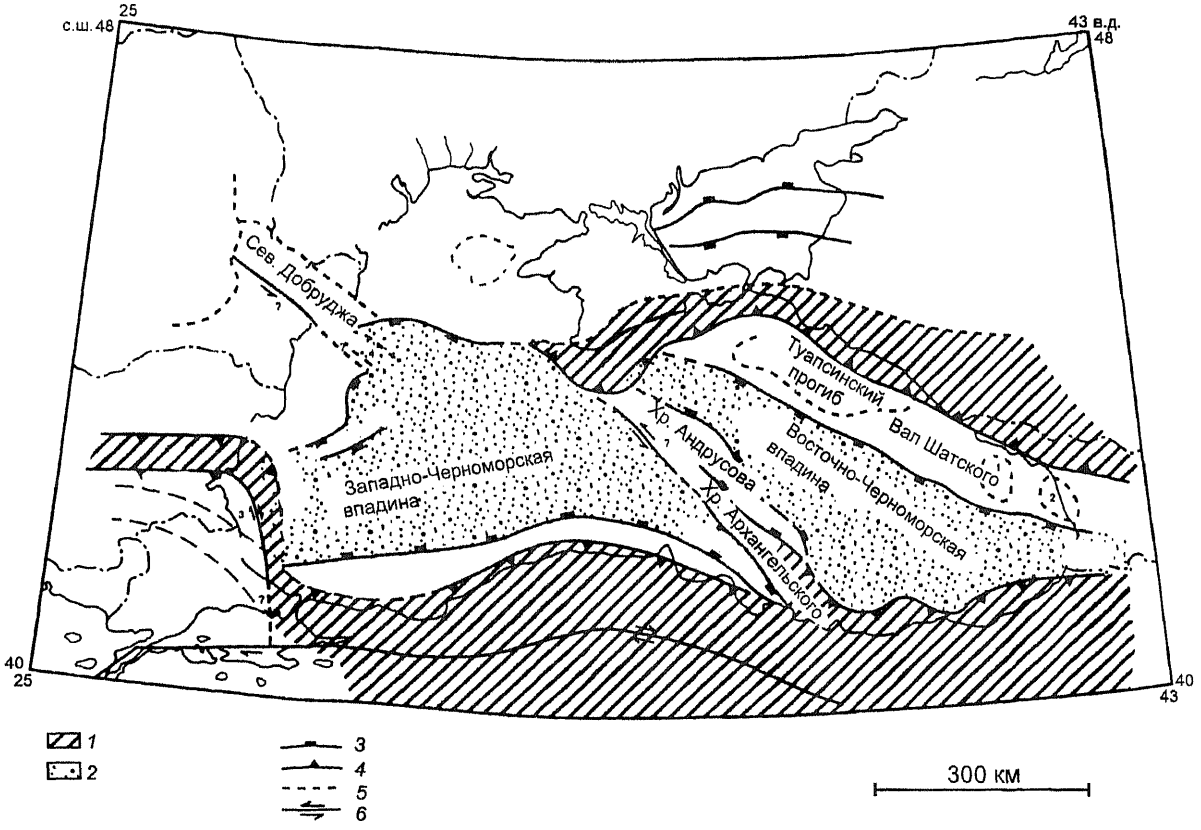


Рис.11-28. Тектонические элементы Черноморской впадины и ее обрамления (по Э.Робинсону)

1 – зоны главных третичных деформаций сжатия; *2* – площади, подстилаемые океанской или утоненной континентальной корой; *3* – границы главных областей растяжения; *4* – границы главных областей сжатия; *5* – прочие границы; *6* – главные сдвиги

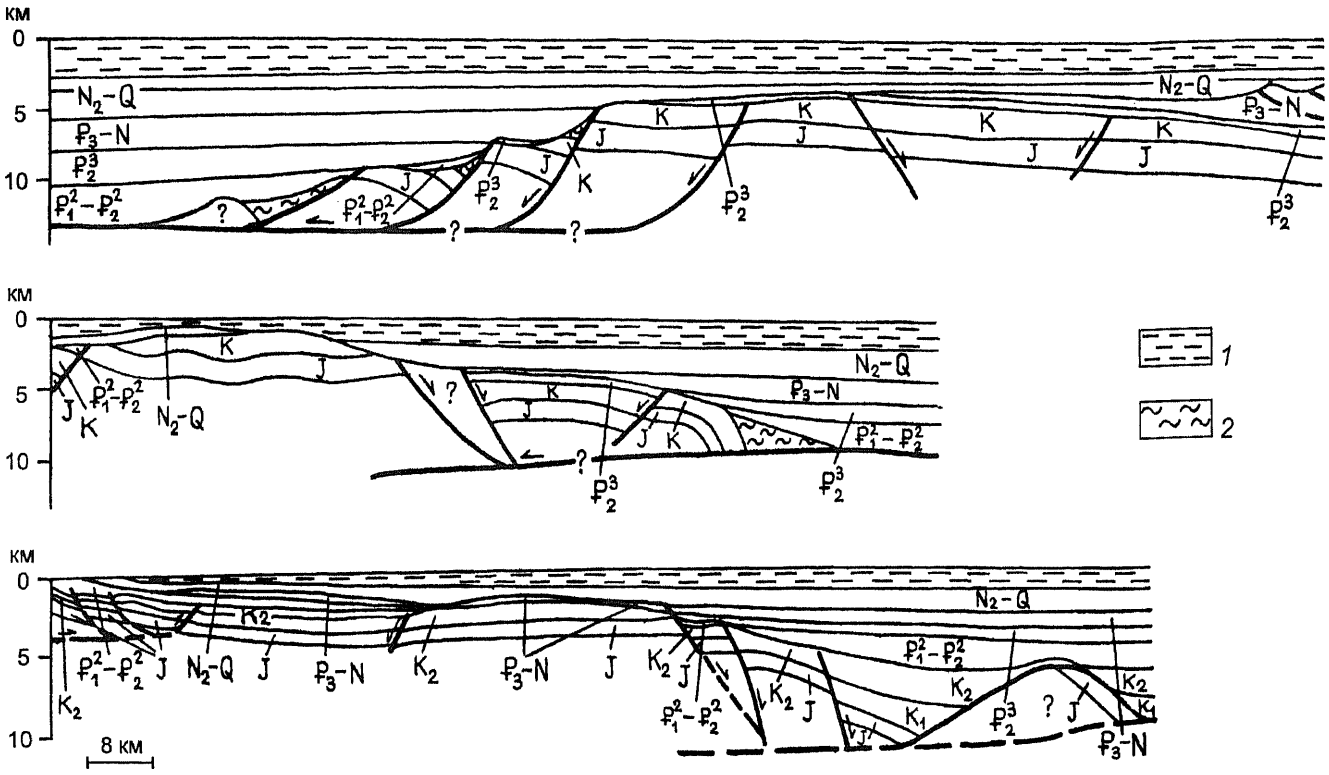


Рис. 11-29. Геологические профили через Черноморскую впадину (по Э.Робинсону и др.)
1 – море; *2* – материал оползней

Центрально-Черноморское поднятие подстилается континентальной корой; мощность ее осадочного слоя составляет 5–9 км, а кровля консолидированной коры залегает на глубине 7–11 км от уровня моря.

Западно-Черноморская впадина более изометрична, чем Восточно-Черноморская, и отличается большей мощностью осадочного выполнения – до 15 км, и его большим стратиграфическим диапазоном – от верхов альба до квартера. Восточно-Черноморская котловина вытянута с северо-запада на юго-восток, прилегая на севере к Крыму, на юге к Восточным Понтидам, на нее надвинутым, а на юго-востоке в нее открывается Рионский прогиб. На северо-востоке котловина ограничивается подводным хребтом Шатского, продолжением которого на шельфе служит Гудаутское поднятие, принадлежащее Грузинской глыбе. Севернее на склон поднятия Шатского наложен Туапсинский прогиб, другим крылом прилегающий к северо-западному сегменту Большого Кавказа. Выполняющие его олигоцен-неогеновые осадки сорваны с более древнего основания, смяты в складки и нарушены надвигами юго-западной вергентности, составляя крыло Большекавказского орогена.

Мощность осадков в Восточно-Черноморской впадине достигает лишь 10 км, а начало их накопления относится к палеоцену. Отнесение консолидированной коры Западно-Черноморской котловины к океанскому типу более уверенное, чем для Восточно-Черноморской котловины, но обе они рассматриваются как образованные в условиях задугового рифтинга, вызванного субдукцией коры Неотетиса под Понтийскую магматическую дугу. Считается, что фазы рифтинга и спрединга в обеих котловинах были кратковременными, закончившись в сеномане на западе и в среднем эоцене на востоке, но прислонение отложений до миоценовых включительно к бортам котловин может указывать на большую их продолжительность. Объединение котловин в единую область прогибания произошло лишь в эоцене или олигоцене, в конце миоцена впадина была мелководной, а ее существенное углубление произошло в плиоцене–квартере. С мощной (>5 км) толщей майкопских глин связаны проявления грязевого вулканизма в Западно-Черноморской котловине. Наблюдаемая в современную эпоху сейсмическая активность вдоль крымско-кавказской и понтидской периферии Черноморской впадины обязана не субдук-

ции ее коры под смежные орогены, а, напротив, надвиганию этих орогенов на впадину (так называемая псевдосубдукция), т.е. как бы с ее «захлопыванием».

11.3.2. Рионская и Куринская впадины

Рионская межгорная впадина, открывающаяся в Черное море, расположена между Большим Кавказом, точнее, Гагра-Джавской зоной, и западным сегментом Аджаро-Триалетской складчатой системы и несогласно наложена на Грузинскую глыбу (рис.11-30). В ее центральной части, отвечающей Колхидской низменности, мощность моласс, начинающихся здесь верхним миоценом, невелика и они непосредственно и несогласно залегают на полого дислоцированных нижнепалеогеновых и меловых слоях чехла, оставаясь сами практически не деформированными. На севере, перед Большим Кавказом, в основании разреза моласс появляется мощный олигоцен–средний миоцен, выполняя глубокий Абхазо-Мегрельский прогиб. Аналогичный, но более интенсивно дислоцированный Гурийский прогиб примыкает на юге к Аджаро-Триалетам, на него надвинутым. Оба эти прогиба продолжаются к востоку узкими синклинальными депрессиями, соединяющими их с Куринской впадиной и представлявшими в олигоцене–миоцене проливы, вдоль которых Каспийский бассейн соединялся с Черноморским.

Куринская межгорная впадина значительно обширнее Рионской и представляет, по существу, единый крупный осадочный бассейн с Южно-Каспийской глубоководной и Западно-Туркменской впадинами. В Куринской впадине можно различить по простиранию три сегмента, ширина которых последовательно возрастает с запада на восток. Западный, Карталинский сегмент простирается от склонов Дзирульского массива до меридиана Тбилиси и построен сходно с Рионской впадиной (рис.11-31). В его центральной, полого синклинальной полосе средний миоцен налегает непосредственно на верхний мел чехла массива, подстилаемый вулканогенным байосом. К югу и северу от этой полосы появляется мощный майкоп, возрастает и мощность среднего миоцена. Большой Кавказ и Аджаро-Триалеты надвинуты на Карталинский прогиб, причем интенсивность надвигания первого более значительна.

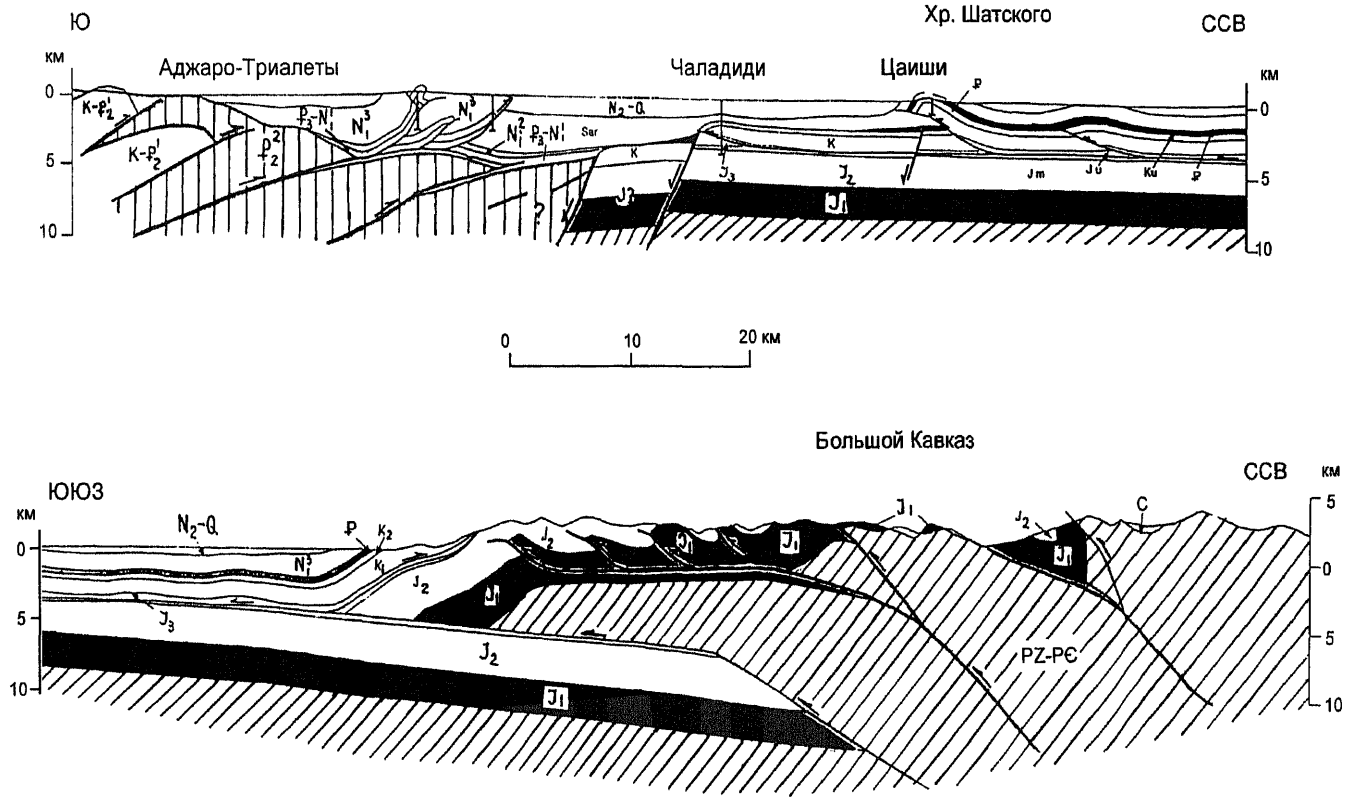


Рис. 11-30. Геологический профиль через Рионскую впадину (по К.Бенксу и др.)

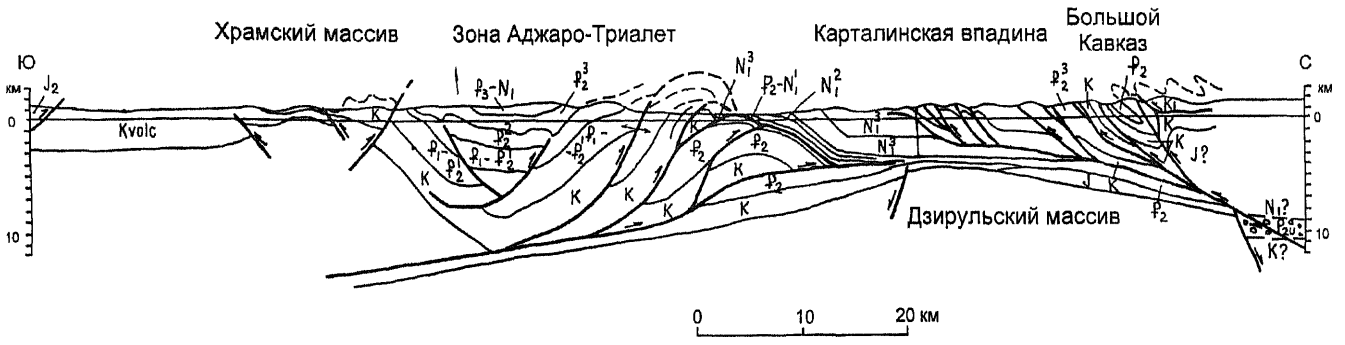


Рис. 11-31. Геологический профиль через Карталинскую впадину (по К.Бенксу и др.)

К востоку от Тбилиси происходит погружение палеогена Триалет под куринские молассы и соответственно межгорный прогиб резко расширяется и одновременно углубляется до 12–15 км за счет увеличения мощности моласс. Структура впадины становится резко асимметричной – под напором со стороны Большого Кавказа молассы оказываются сорванными со своего основания вдоль подошвы пластичной майкопской серии и образуют пакет складчато-надвиговых пластин, перемещенных к югу. Надвиговый фронт проходит на значительном протяжении вдоль долины р. Куры, а узкий южный борт впадины с сокращенным разрезом кайнозоя совпадает уже с северными склонами Малого Кавказа и характеризуется довольно спокойным залеганием слоев.

Восточная граница этого Среднекуринского, или Кахетино-Аджиноурского сегмента проходит по меридиану Мингечаура. За ним происходит новое существенное расширение впадины, здесь уже Нижнекуринской. В нее открывается Нижнеараксинский прогиб, отделяющий Талыш от Малого Кавказа, и вместе они занимают Кура-Араксинскую низменность. Юго-западное крыло впадины, прилегающее к Малому Кавказу и расположенное в основном на правобережье Куры, представляет по плиоцену–квартеру пологую моноклиналь, но под ней скрывается крупное двойное погребенное Кюрдамир-Саатлинское поднятие северо-западного, параллельного Малому Кавказу простирания.

Существование этого поднятия было первоначально предсказано по наличию крупного гравитационного и магнитного максимума. В связи с этим здесь была заложена Саатлинская сверхглубокая скважина с расчетом вскрыть на глубине порядка 8 км «базальтовый» слой коры. Скважина подтвердила существование погребенного поднятия, вскрыв на глубине 2830 м кровлю мела и выйдя на глубине 3540 м в мощную вулканогенную толщу островодужного типа мелового и юрского возраста, по которой она была пробурена до забоя на глубине 8324 м, не выйдя из средней юры. В дальнейшем в полосе поднятия, характеризуемого ныне как погребенная вулканическая дуга, был пробурен ряд других, уже не столь глубоких скважин, открывших здесь небольшие залежи нефти.

Кюрдамир-Саатлинское поднятие отделено от северо-восточного склона Малого Кавказа Евлах-Агджабединским прогибом, выполненным кайнозойскими отложениями и могущим интерпретироваться как Предмалокавказский прогиб. Восточное продолжение Кюрдамир-Саатлинского поднятия по геофизическим данным может быть прослежено в предполье Талыша. Северо-восточнее мощность молассового выполнения Нижнекуринской впадины существенно, до 10 км, возрастает, в основном за счет появления в разрезе нижнеплиоценовой континентальной обломочной толщи – аналога так называемой продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Весь этот комплекс, до нижнечетвертичных слоев включительно, оказывается вовлеченным здесь в деформации, создавшие цепочки брахиантиклинальных складок, осложненных сбросами и грязевыми вулканами. Одна из них следует вдоль нижнего течения Куры и связана с погребенным Западно-Каспийским разломом, который севернее пересекает юго-восточное погружение Большого Кавказа и ограничивает с востока погребенное Западно-Каспийское поднятие.

Граница Нижнекуринской впадины с Большим Кавказом выражена надвигом последнего, более пологим на западе, где плиоценовые молассы поставлены на голову в лежачем крыле надвига, и более крутым на востоке.

11.3.4. Южно-Каспийская впадина и Западно-Туркменский прогиб

Южно-Каспийская впадина представляет в ряде отношений уникальную структуру даже среди ей по-

добных. Ее выполняет толща отложений огромной – до 25 км, мощности, в ней необычно ярко проявлены глиняный диапиризм и грязевый вулканизм, к ней приурочены крупные нефтяные месторождения, составляющие надежду Азербайджана и Туркмении.

Впадина имеет овальную форму с длинной осью, ориентированной меридионально, протяженностью 400 км; ее глубина несколько превышает 1000 м. В эту впадину с запада открываются Апшероно-Кобыстанский и Нижнекуринский прогибы, с востока Западно-Туркменский, а на юге к ней примыкает Предэльбурский прогиб. Глубоководная часть впадины состоит из двух котловин – на севере Азербайджанской, на юге Иранской. На востоке под широким шельфом скрывается погребенное поднятие Година, установленное первоначально по гравимагнитным данным, а теперь подтвержденное сейсмикой. Пологий свод этого поднятия лежит на глубине 8 км и перекрыт горизонтально залегающим кайнозоем. На склонах свода к нему прислонены меловые отложения, а на переходе к глубоководной котловине предполагается разлом. На востоке на склон поднятия Година наложен *Западно-Туркменский молассовый прогиб.*

Вполне достоверные данные о строении консолидированной коры в пределах глубоководной котловины Южного Каспия (рис.11-32) пока отсутствуют, но полученные довольно давно данные ГСЗ указывают на океанский или субокеанский тип коры. Разрез осадочного чехла изучен лишь в части его верхней половины, которая относится к плиоцену–квартеру. Мощность одной лишь продуктивной толщи достигает 6,5 км. Судя по выбросам грязевых вулканов, ниже несомненно присутствие глинистых отложений миоцена и олигоцена, но исчерпывается ли этим разрез чехла, остается не известным (см. ниже).

Весь осадочный чехол к западу от поднятия Година вовлечен в складчатые деформации, в общем того же брахиантиклинального типа, что и на прилегающей суше. В области северо-западного и западного, азербайджанского шельфа цепочки брахиантиклиналей продолжают в море антиклинальные зоны Апшерона, Кобыстана и Нижнекуринской впадины, постепенно меняя свое северо-западное простирание на северо-северо-западное. В центральной части впадины простирание складок становится меридиональным, а в восточной оно как бы приспосабливается к очертаниям

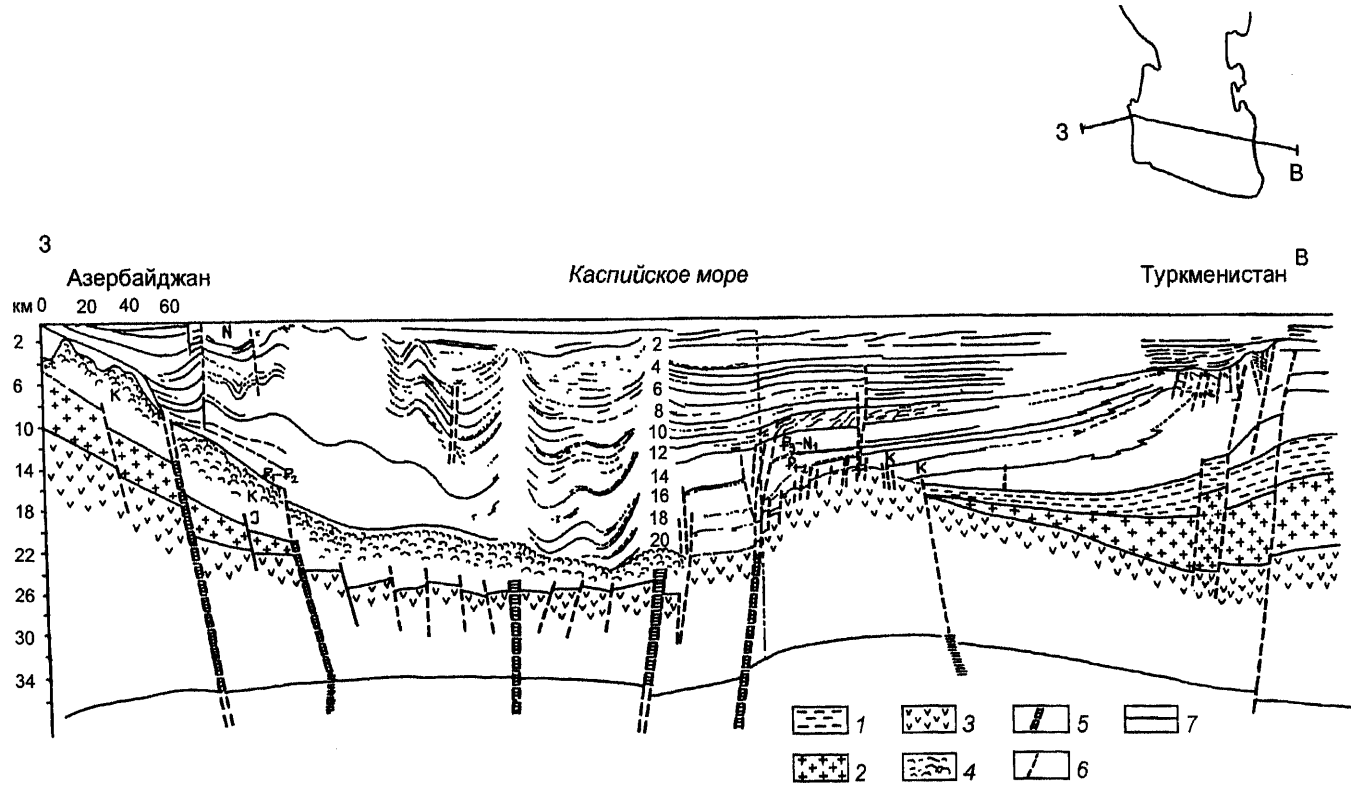


Рис. 11-32. Широтный геологический профиль через Южно-Каспийскую впадину (по И.С.Гулиеву)

1 – палеозойский фундамент; *2* – гранитный слой; *3* – базальтовый слой; *4* – мезозойские магматиты; *5* – глубинные разломы; *6* – прочие разломы; *7* – поверхности несогласий

поднятия Година, меняясь на северо-восточное в северной половине впадины и юго-восточное – в южной. Складки осложнены глиняными диапирами и грязевыми вулканами; некоторые грязевые вулканы возвышаются в виде островов.

По сейсмическим данным, корни диапиров и вулканов уходят чуть ли не в основание осадочного чехла (рис.11-33).

Вопрос о времени и способе образования Южно-Каспийской впадины остается дискуссионным. Достаточно очевидно, что современная вытянутая в меридиональном направлении форма всего Каспийского бассейна приобретена им после начала продвижения Аравийской плиты в направлении края Евразии в позднем миоцене одновременно с образованием Транскавказского поперечного поднятия. К началу плиоцена уже обособилась Южно-Каспийская впадина, приютившая реликт Понтического бассейна. В миоцене и олигоцене впадина, вероятно, служила депоцентром или депоцентрами мощных глинистых осадков. Судя по данным относительно Черноморской впадины, мощность одной лишь майкопской серии может превышать 5 км и около того может приходиться на долю остального миоцена. Несомненно, что корни глиняных диапиров и грязевых вулканов не могут лежать ниже майкопа, ибо образования низов палеогена, мела и юры в обрамлениях впадины либо карбонатные, либо вулканогенные, либо, наконец, обломочные. К тому же доолигоценовые структурные элементы Кавказа продолжаются в направлении Южного Каспия, сохраняя свое субширотное простирание; это касается и Шемахино-Кобыстанского прогиба, и Кахетино-Вандамского поднятия, и Талыша, структуры которого срезаны побережьем Каспия. Поэтому представляется наиболее вероятным заложение Южно-Каспийской глубоководной впадины на рубеже эоцена–олигоцена, когда во всем Кавказском регионе началась значительная структурная перестройка.

Что же касается геодинамических условий образования Южно-Каспийской впадины, то тут могут обсуждаться две версии. По одной из них, эта впадина, подобно Черноморской, может представлять продукт задугового рифтинга и спрединга, связанного с развитием магматической дуги Эльбурса. Магматизм в Эльбурсе проявлялся в мезозое–кайнозое дважды – в апт–сеномане на северном склоне, в очевидной связи с субдукцией с юга, и затем в эоцене на южном склоне, шошонитового типа, субдукционное происхождение которого менее очевидно, поскольку несомненная зона субдукции в это время находилась далеко к югу. Эоценовый вариант лучше согласуется со сказанным выше относительно возраста основания осадочного чехла впадины, но среднемеловой – с событиями в Черном море. Обоим несколько противоречит меридиональная вытянутость глубоководной и «безгранитной» части впадины, но она может быть вторичной.

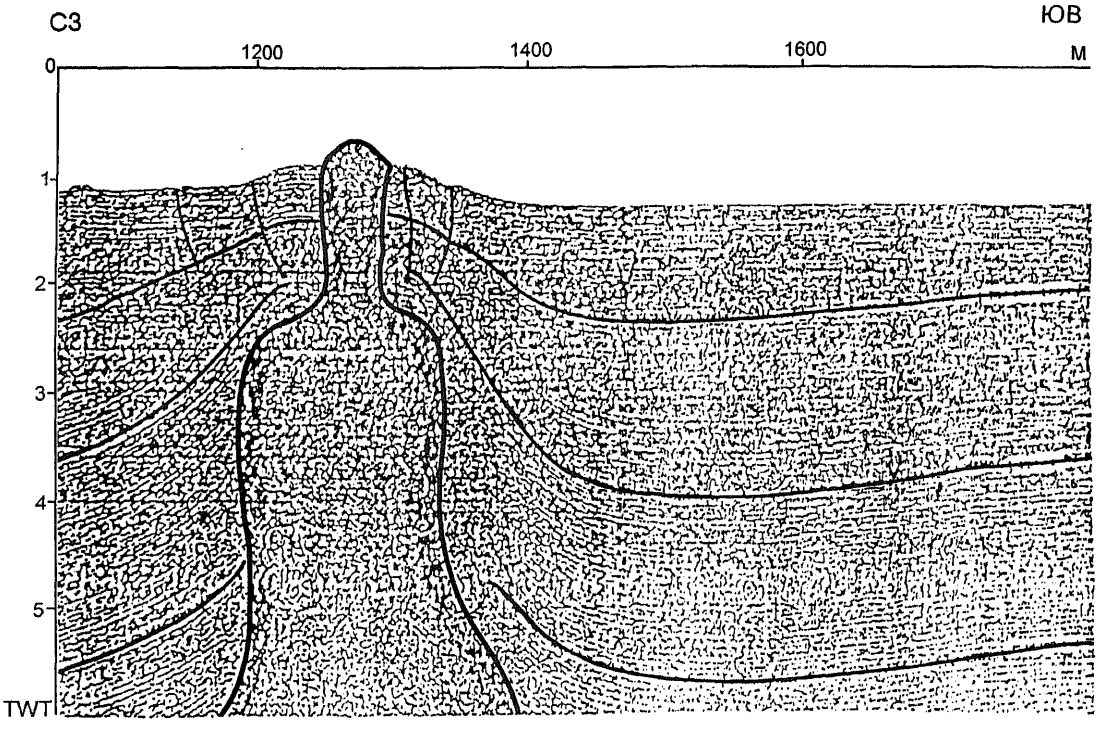


Рис.11-33. Сейсмический профиль через глиняный диапир и грязевой вулкан в Южно-Каспийской впадине (по И.С.Гулиеву)

Другая версия сводится к образованию Южно-Каспийской впадины в результате рифтинга в меридиональном направлении, что частично подтверждается существованием в ограничении впадины разломов этого направления с опущенными крыльями, обращенными в сторону впадины – Западно-Каспийского, Восточно-Каспийского в обрамлении поднятия Година, а также, вероятно, разлома между западным шельфом и центральной котловиной, где происходит довольно резкое изменение простирания складок.

Так или иначе, относительная молодость Южно-Каспийской впадины и ее рифтогенное происхождение несомненны.

11.4. Западно-Средиземноморская ветвь Альпийско-Гималайского пояса

Прямым продолжением Западных Альп служат не столько Пиренеи, сколько Апеннины, у которых общим с Альпами является происхождение внутренних зон из общего Пьемонтско-Лигурийского бассейна, принадлежавшего к основному стволу Неотетиса. Апеннины через Сицилию продолжаются в Тунис и Алжир, где этому продолжению отвечает прибрежное покровно-складчатое сооружение Телль-Атласа, после небольшого перерыва находящего в свою очередь продолжение в Марокко в виде аналогичного сооружения Эр-Рифа. Последнее образует южный, африканский фланг Бетско-Рифской дуги, обращенной выпуклостью на запад, к Атлантике. Северный фланг дуги представлен сооружением Бетской Кордильеры, внешние зоны которой находят свое продолжение в Балеарском архипелаге (рис.11-34). Далее к востоку эта ветвь прерывается в связи с образованием в миоцене Алжиро-Прованской рифтогенной впадины с корой океанского типа (см. раздел 11.4.5). Первоначально это продолжение могло следовать в обход герцинид Сардинии и Корсики с востока и сливаться с северным окончанием Апеннин.

Все сооружения данной ветви обладают отчетливо выраженным покровным строением, причем Апеннины характеризуются северо-восточной, а на юге юго-восточной вергентностью, Телль – южной, Эр-Риф – юго-западной, Бетская Кордильера – северо-северо-

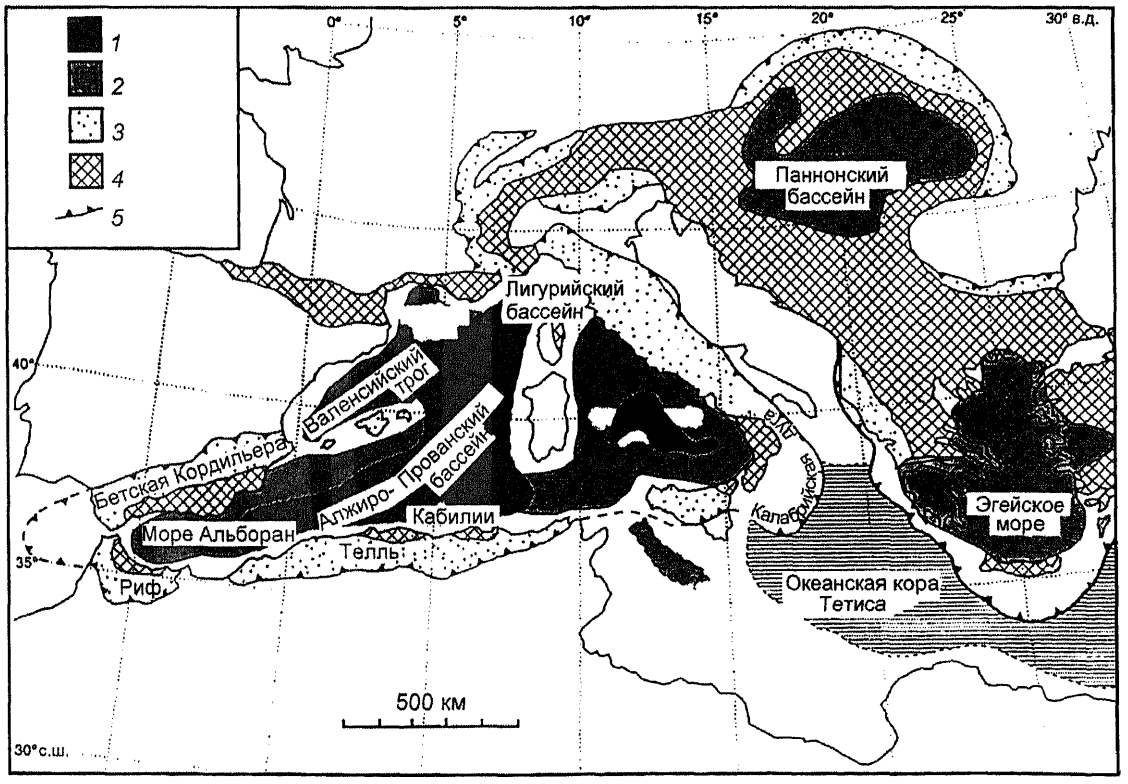


Рис.11-34. Тектоническая карта Западного Средиземноморья (по Л.Лонерган и Н.Уайту)

1 – неогеновая океанская кора; *2* – неогеновая утоненная континентальная кора; *3* – неогеновые надвиговые пояса; *4* – мел-палеогеновые надвиговые пояса; *5* – главные надвиговые фронты

западной. В целом здесь вырисовываются две дуги – одна, Калабрийская, выпуклая к юго-востоку в сторону впадины Ионического моря, и другая – Гибралтарская, выпуклая к западу в направлении Атлантики.

11.4.1. Апеннины, Сицилия и Адрия

Апеннинская покровно-складчатая система составляет остов одноименного полуострова и протягивается на 1200 км, находя свое продолжение на севере о-ва Сицилия (рис.11-35). Линия раздела между западно-вергентными Альпами и восточно-вергентными Апеннинами проходит вдоль меридионального разлома Сестри-Вольтаджио чуть западнее Генуи, но южное продолжение Альп усматривается в офиолитовых покровах северо-восточной Корсики и далее к югу на о-ве Эльба, в Тоскане и Калабрии, свидетельствуя о возможном былом соединении с Бетской Кордильерой (см. выше).

Восточным форландом Апеннин, общим с Динаридами (см. раздел 11.5.1.), служит *Адриатическая микроплита* – Адрия, или Апулия. Эта микроплита рассматривается как выступ или, скорее, отторженец Аф-

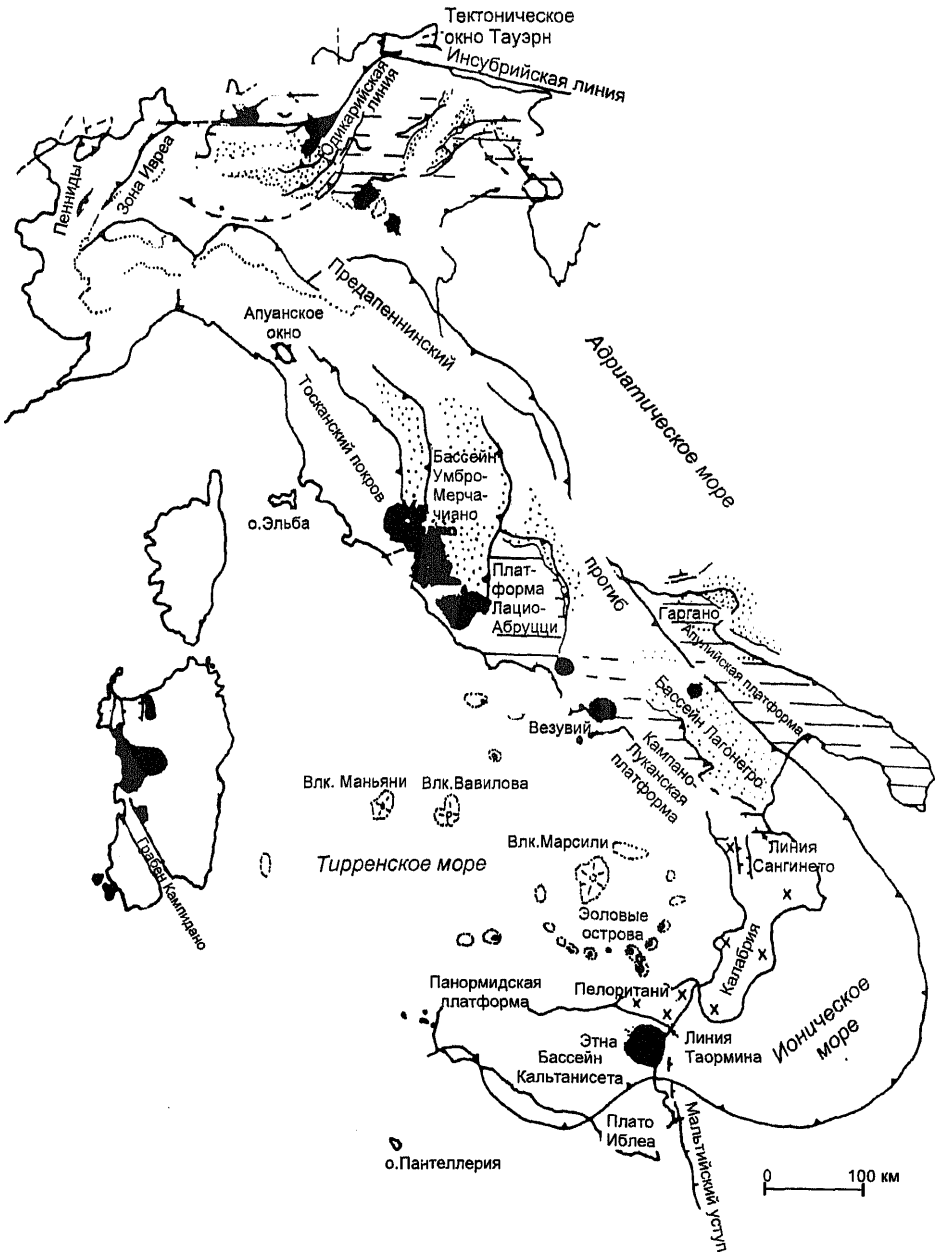


Рис.11-35. Тектоно-палеогеографическая схема Апеннин (по К.Доглиони)

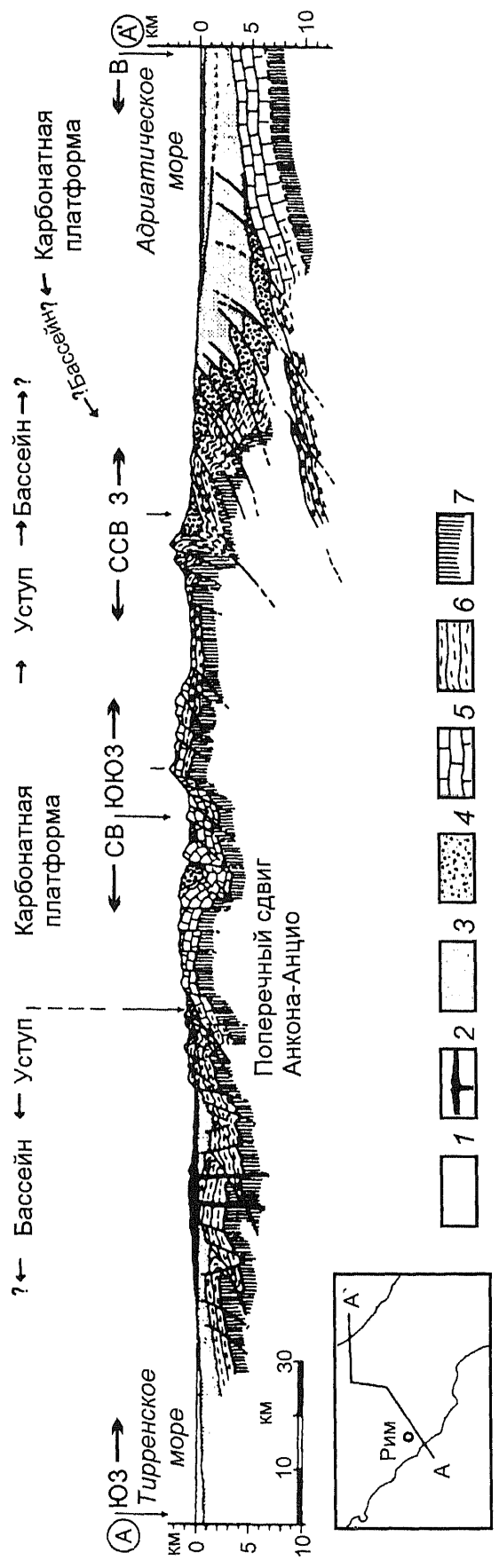


Рис.11-36. Геологический профиль через Центральные Апеннины (по К.Доглиони)

1 – континентальный плиоцен-квартер; *2* – плейстоценовый калиево-щелочной вулканизм; *3* – морской плиоцен-квартер; *4* – тортон-мессинские терригенные турбидиты; *5* – лейас-нижнемиоценовые отложения карбонатной платформы; *6* – лейас-нижнемиоценовые глубоководные отложения; *7* – триасовые известняки и эвапориты

риканского континента, т.е. Гондваны, с панафриканским фундаментом. Адрия включает почти всю акваторию Адриатического моря, а также Южные Альпы, к югу от Периадриатического (Инсубрийского) шва, Паданскую (Ломбардскую) низменность, Адриатическое побережье Италии и п-ов Истрия. Фундамент Адрии выступает на поверхность в Южных Альпах, но здесь он переработан герцинским тектогенезом и магматизмом. И лишь то обстоятельство, что средний палеозой на западе, в Тоскане, и на востоке, во Внешних Динаридах, носит характер отложений пассивной континентальной окраины, заставляет подозревать докембрийский возраст фундамента основной части Адрии.

Чехол Адрии помимо Южных Альп обнажается на п-ове Гаргано и в Апулии («шпора» и «каблук» итальянского «сапога»). Он начинается на поверхности эвапоритами верхнего триаса и представлен в основном мощной толщей мелководных карбонатов, продолжающейся до олигоцена или миоцена включительно. От Апеннин Адрия отделена их передовым прогибом, на севере занимающим южную часть Паданской впадины, северная часть которой занята Предальпийским прогибом.

Таким образом, современный Паданский межгорный прогиб подобен описанным в предыдущем разделе Рионскому и Куринскому. Сходство это выражается и в том, что олигоцен-нижнеплиоценовые молассы, выполняющие прогиб, смяты в южно-вергентные складки на альпийской стороне и в северо-вергентные – на апеннинской. Верхний плиоцен и квартер залегают уже почти горизонтально.

Собственно Апеннины принято подразделять на Северные, Центральные и Южные. *Северные Апеннины* состоят из нескольких покровных пластин, перемещенных с юга на север, в направлении от Лигурийского моря к Паданскому прогибу (рис.11-36). Их относительный автохтон выступает в Тоскане в тектоническом окне Апуанских Альп; в отличие от аллохтонного комплекса, Апуанский комплекс заметно метаморфизован. Он включает силурийско-нижнекарбоновую метатерригенную формацию, верхнепалеозойскую молассу, угленосную внизу (C_3–P_1), красноцветную (P_2) вверху, несогласно залегающий красноцветный обломочный нижний и средний триас (классическое «веррукано»), эвапоритовый и карбонатный верхний триас, кремнистые известняки лейаса, известковистые сланцы и радиоляриты доггера–мальма, пестроцветные аргиллиты мела–эоцена и олигоценовые турбидиты. Предполагается, что в палеогеографическом аспекте место этого комплекса находилось между двумя внешними покровами Северных Апеннин: Умбрийским и Тосканским. Самый внешний, Умбрийский покров, надвинутый на Паданский прогиб, подстилается, как и Тосканский, эвапоритами верхов три-

аса и сложен, опять же как и последний, известняками лейаса (в том числе в известной фации «аммонитико россо»), мергелями и радиоляритами доггера–мальма, пестроцветными аргиллитами мела – нижнего миоцена и флишем среднего миоцена. В разрезе Тосканского покрова флиш появляется раньше – уже в олигоцене.

Достаточно очевидно, что Умбрийский и Тосканский покровы возникли в процессе деформации пассивной окраины Адрии, в основном ее шельфа. Гипсометрически выше лежащие Лигурийские покровы включают уже отложения склона и подножья этой окраины (внешние Лигурийские покровы) и Пьемонтско-Лигурийского океанского бассейна (внутренние Лигурийские покровы). Соответственно, внешние Лигуриды сложены выше карбонатов верхнего триаса и юры относительно глубоководными глинисто-известковистыми, в верхней части флишевыми, отложениями мела–палеоцена, более грубым палеоцен-эоценовым флишем, подстилаемым мощными олистостромами с обломками офиолитов и герцинских гранитоидов и, наконец, олигоценовыми андезитовыми туфами и конгломератами.

В основании внутренних Лигурийских покровов залегают породы офиолитовой ассоциации (это и есть родина «офиолитовой триады» Г.Штейнманна), венчаемой радиоляритами оксфорда–кимериджа. Выше следуют известняки титон–неокома, глинистый апт–сеноман и граувакковый флиш сеномана–палеоцена. Несколько более тонким флишем сложен и самый верхний из Лигурийских покровов, общий для Альп и Апеннин.

Центральные Апеннины отделены от Северных поперечным разломом Анцио-Анкона (или Олевано-Антродоко), влиявшим на распределение фаций уже с начала юры. К югу от этого разлома на поверхности нет аналогов Лигурийских покровов с их офиолитами, на западе, в Кампанье и Лукании в юре и мелу господствуют фации карбонатной платформы, а на востоке, в зоне Молизе-Лагонегро глубоководные кремнистые фации, которые предположительно могли накапливаться на коре океанского типа северного продолжения Ионического бассейна (см. ниже).

Широтный разлом линии Сангинето образует северную границу *Южных Апеннин* Калабрии и Сицилии, которые в свою очередь разделены меридиональным разломом Таормина, проходящим через крупнейший в Европе вулкан Этна. Покровы Калабрии шарьированы к юго-востоку на Ионическую впадину, кора которой вплоть до современной эпохи субдуцируется к северо-западу вдоль сейсмофокальной поверхности, достигающей глубины 550 км. Фронт калабро-сицилийских покровов, образуя выпуклую к юго-востоку дугу, выдвинут почти на 200 км вглубь Ионического моря.

Нижние покровы Калабрии и Сицилии образованы карбонатами триаса–миоцена, кремнистыми и более глубоководными в верхней пластине; карбонаты подстилаются филлитами и кварцитами нижнего триаса. Средние покровы здесь образованы вновь появляющимися офиолитами, причем того же возраста, что и в Лигурии, поскольку они перекрываются теми же кальпионелловыми известняками титон-берриаса. Но, в отличие от лигурийских, офиолиты Калабрии метаморфизованы, причем до глаукофановой фации. Верхние же покровы Калабрии и Сицилии не имеют аналогов в остальных Апеннинах – они сложены породами палеозойского и, возможно, более древнего возраста, метаморфизованными в амфиболитовой или гранулитовой фации и прорванными позднепалеозойскими гранитами. Подобно породам зоны Ивреа в Альпах, они рассматриваются как породы нижней коры, причем Евразийской плиты. Эти глубоко метаморфизованные образования слагают пластину, подстилаемую пластиной значительно слабее метаморфизованных пород – филлитов со среднепалеозойской фауной, верхнепалеозойских моласс, мезозойских карбонатов.

Покровная структура Северной Сицилии, наряду с общими элементами с калабрийской, обладает значительными отличиями, придающими ей черты сходства уже со структурой Телль-Атласа в Магрибе (см. раздел 11.4.2). Здесь впереди Пелоританского массива – аналога метаморфид Калабрии – мезозойские известняки слагают чешуи, образующие Известняковый хребет – аналог «Дорсаля» Магрибид (см. раздел 11.4.2). Южнее выделяется покров титонско-эоценового флиша, несогласно перекрытый олиго-миоценовым «нумидийским» флишем. Тот же нумидийский флиш перекрывает на севере пелоританский палеозой, а на юге покровы Панормид – аналоги нижних карбонатных покровов Калабрии. Наиболее внешним покровом Сицилии является покров, сложенный радиоляритами – отложениями прогиба, окаймлявшего карбонатную платформу Панормид с юга. Этот покров уже надвинут на передовой прогиб Кальтанисетта, выполненный молассой верхнего миоцена – плиоцена. В эту молассу включены огромные олистолиты и олистоплаки панормидских известняков (именно на этом материале Г.Флоресом были введены понятия «олистолит» и «олистростома»). А в северо-восточной части прогиба прослеживаются надвиговые чешуи, сложенные кремнистыми известняками и радиоляритами юры и мела; они затрагивают и молассы. Внешнее, южное крыло прогиба наложено на поднятие Рагузы и гор Иблеа, принадлежащее уже Африканской платформе, ее Мальтийско-Пелагийской плите.

Итак, Апеннинская покровно-складчатая система образовалась в результате взаимодействия Евразийской плиты, которой принадлежат метаморфические

покровы Калабрии и Сицилии, ложа Неотетиса, представленного верхнеюрскими офиолитами, Адриатической микроплиты, Ионической раннемезозойской эншматической впадины и, наконец, выступа Африканской платформы, достигающего Сицилии. Оно протекало в несколько фаз (рис.11-37). Наиболее ранняя, так называемая эоальпийская фаза относится еще к мелу; ее проявлением может быть мощная олистострома в основании сантон-палеоценового флиша внешних Лигурид. Следующая фаза – лигурийская, относится к палеоцену–эоцену. Обе они характеризовались деформациями западной, т.е. альпийской вергентности. По-

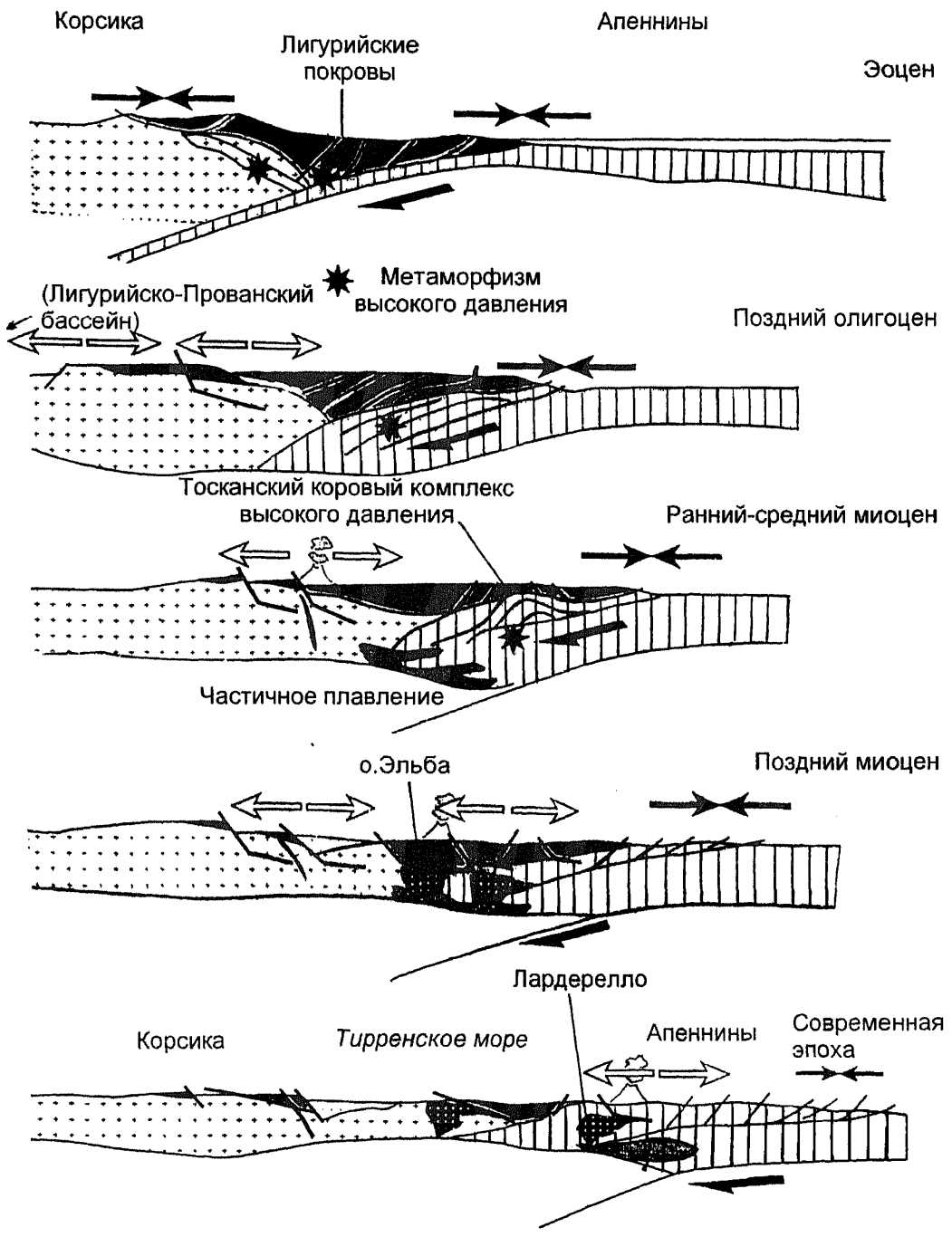


Рис. 11-37. Модель эволюции Апеннин (по Л.Жоливе и др.)

сле промежуточной, олигоценовой сублигурийской фазы в миоцене наступила главная, тосканская фаза, когда оформились внешние покровы и произошел метаморфизм апуанского паравтохтона. Деформации сжатия этой фазы продолжались в плиоцене и плейстоцене, постепенно мигрируя в направлении передовых прогибов, в то время как в тылу происходили поднятия, сопровождавшиеся растяжением и образованием грабенов. Эти деформации уже были связаны с поддвигом Адриатической плиты вместе с Ионической впадиной и выступом Африканской платформы под Евразийскую плиту. Проявлением того же процесса было раскрытие впадины Тирренского моря в тылу Апеннинской дуги и магматизм, в основном эффузивный, вспыхнувший в миоцене и продолжающийся в современную эпоху в основном на тирренском побережье, в самом Тирренском море и на Сардинии. Состав вулканитов, как показано на рисунке 11-38, варьирует в зависимости от конкретных геодинамических условий. Связанные с Калабрийской зоной субдукции вулканы Эоловой дуги на юге Тирренского моря, к северу от Сицилии и Калабрии, включая классические Вулкано и Стромболи, извергают известково-щелочные лавы и пирокласты типично островодужного типа, в то время как магма вулканов центральной части Тирренской впадины относится к типу океанских островов. Вулканические продукты Римской провинции и Тосканы несут явные следы контаминации верхнекоровым материалом, а центральной Кампаньи, включая Везувий и Флегрейские поля, происходят в основном из мантийного источника, но все они считаются косвенно связанными с субдукцией. Этна с ее щелочным вулканизмом стоит особняком – предполагается ее связь с поперечным Мальтийским разломом, северным продолжением которого является разлом Таормина (см. выше).

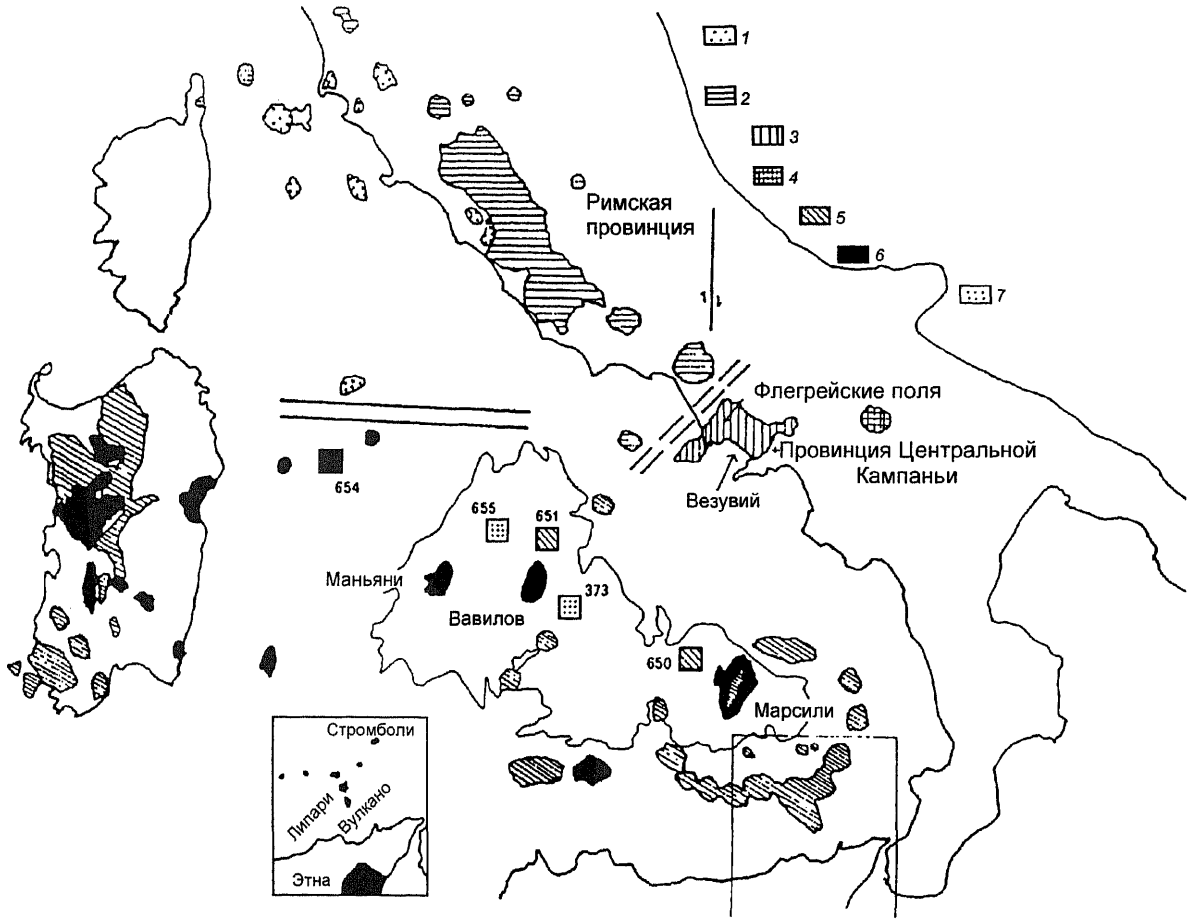


Рис. 11-38. Интерпретация неогеново-четвертичного магматизма Тирренского региона с позиций источников магмы, связанных с различными геодинамическими обстановками (по Г.Серри)

1 – анатектические магмы в основном верхнекорового происхождения; *2* – мантийные источники, гибридизированные верхней корой; *3* – мантийные источники, Центральная Кампанья; *4* – мантийные источники, Вултуре; *5* – источники типа IAB базальтов; *6* – источники типа базальтов океанских островов; *7* – источники типа T-MORB. В квадратах – скважины глубоководного бурения

11.4.2. Телль-Атлас

Непосредственным продолжением Апеннин по западную сторону Тунисского пролива, в Тунисе и Алжире служит покровно-складчатая система Телль-Атласа. Вместе с аналогической системой Эр-Рифа она нередко объединяется под названием Магрибид. Телль-Атлас простирается вдоль средиземноморского побережья более чем на 1000 км при ширине порядка 150 км. Он отделен передовым прогибом от эпигерцинской платформы Высоких плато. В строении собственно Телль-Атласа различают три зоны – внутреннюю, центральную – флишевую, и внешнюю (рис.11-39).

Внутренняя зона включает два главных элемента: прибрежные массивы Большой и Малой Кабилии и Известняковый хребет – так называемый Дорсаль (от французского «позвоночник»), их окаймляющий. В строении *Кабильских массивов* участвуют два главных комплекса: байкальский (кадомский, панафриканский) и герцинский. Первый из них метаморфизован в амфиболитовой–зеленосланцевой фациях и сложен в нижней части гнейсами, слюдяными сланцами, амфиболитами, а в верхней – мраморами, серицитовыми и графитовыми сланцами; для очковых гнейсов получена датировка 563 млн лет. Второй комплекс, еще слабее метаморфизованный и образующий чехол первого

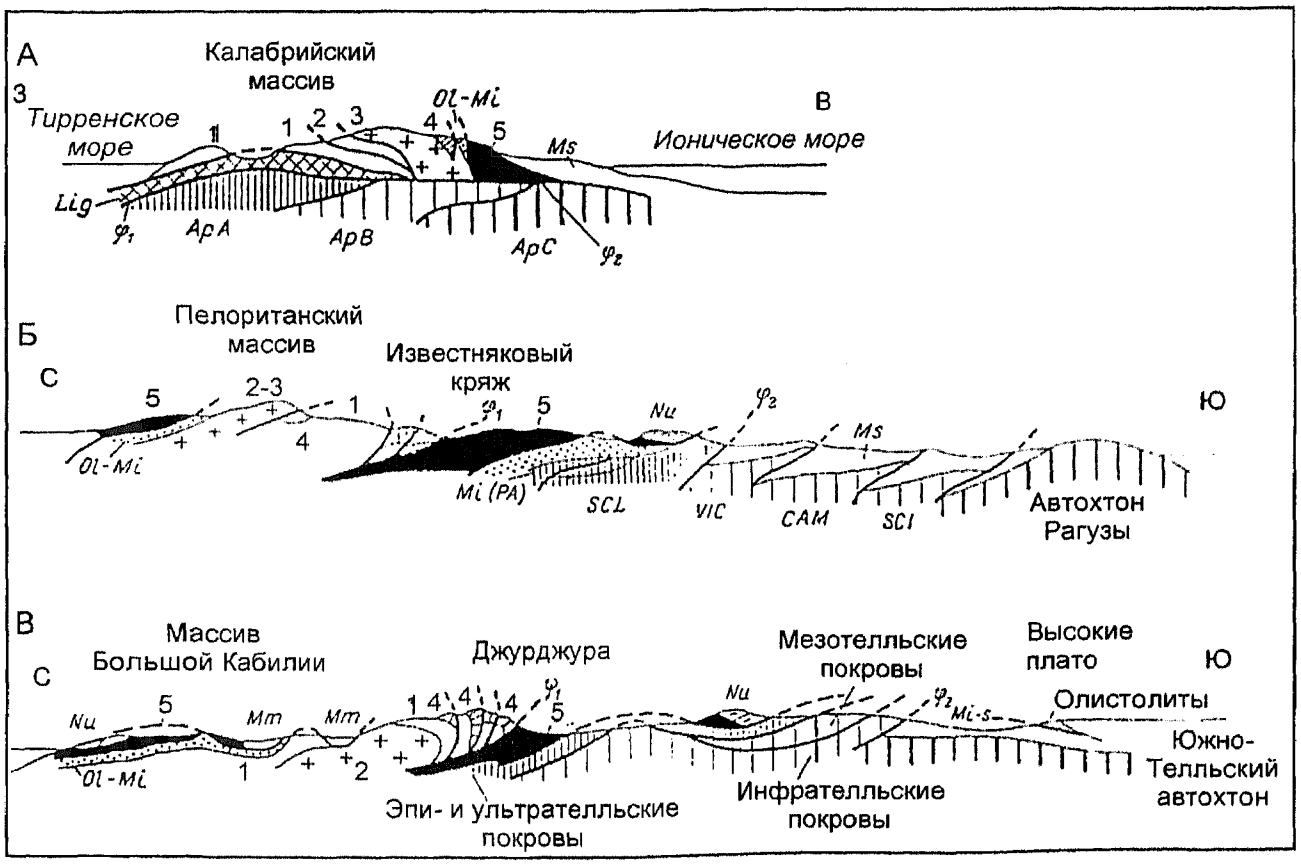


Рис. 11-39. Схематические тектонические профили различных сегментов восточной части Магрибид (по М.Дюран-Дельга и К.-М.Фонтботе)

А – Калабрия (интерпретативный профиль); Б – Сицилия (сборный профиль); В – Телль (к востоку от Эль-Джезаира). *1–4* – внутренние массивы: *1* – палеозойские слюдистые сланцы, *2–3* – гнейсы, *4* – мезозойский чехол ("Дорсаль" или "Известняковый хребет"); *5* – флиш; Ol–Mi – олигоцен–миоцен; Ms – верхний миоцен. На А: φ_1 – φ_2 – тектонический контакт Магрибид, надвинутых в целом на покровы Апеннин; Lig – внутренние покровы Лигурид с офиолитами Лукано-Калабрийской области; *ApA, ApB, ApC* – условное тектоническое подразделение внешних известняковых зон Апеннин. На Б: φ_1 – фронт надвигов внутренних зон (ранний миоцен); φ_2 – фронт надвигов посредине внешних зон; *Mi* – "внешний нумидий" – посленокровный чехол Напормид (*PA*), шарьированный на покров Склафани (*SCL*), надвиговые чешуи, перемежающиеся с верхним миоценом: *VIC* – Викари, *CAM* – Каммарита; *SCL* – Склафани. На В: φ_1 – фронт надвигов внутренних зон (ранний миоцен); *Mm* – посленокровный миоцен; *NU* – нумидий; φ_2 – фронт южнотелльских покровов; *Mi-s* – миоцен Южно-Телльского передового прогиба

комплекса, начинается конгломератами и сложен песчано-глинистыми отложениями с фауной верхнего кембрия, ордовика и силура. Выше залегают терригенный флиш девона с мощной олистостромой близ кровли. Нижний карбон начинается радиоляритами; выше залегают красные известняки и аргиллиты с фауной верхнего визе и далее мощная сланцево-граувакковая толща типа кульма визе-намюрского возраста. Все эти образования пересечены в Большой Кабилии гранитами с возрастом 279 млн лет и перекрыты пермо-триасовой красноцветной молассой.

Известняковый хребет образован серией крутостоящих антиклинальных чешуй, сложенных залегающими на палеозое и триасе мелководными известняками юры–эоцена, перекрытыми обломочным палеогеном. Этот хребет полого надвинут на флиш смежной с юга зоны.

Зона флишевых покровов сложена мощным флишем мелового–нижнепалеогенового возраста различного типа: внутренний, или мавританский, и внешний, или массилийский. Наиболее верхний покров образован более молодым, в основном нижнемиоценовым нумидийским песчаным флишем. Покровы этой зоны частично перекрывают следующую, Внешнюю зону орогена.

Внешняя зона Телля также состоит из серии покровов, в строении которых участвуют отложения глубокого мел-палеогенового прогиба – мергели, тонкозернистые известняки, радиоляриты; прогиба, наложенного на юрскую карбонатную платформу. Более глубоководные фации слагают наиболее внутренние, верхние покровы, более мелководные – внешние, нижние. Последние спускаются в передовой прогиб, переотлагаясь в виде олистоплак в отложениях верхнего миоцена, в то время как более внутренние покровы запечатаны уже средним миоценом. На востоке, в Тунисе образования данной зоны отсутствуют, очевидно, в связи с вырождением породившего их прогиба, и флишевые покровы предыдущей зоны непосредственно надвигаются на молассы передового прогиба.

Предтеллький прогиб выполнен морской миоценовой молассой до тортона включительно, насыщенной, как и в Сицилии, переотложенным материалом покровов более северных зон орогена. На юге он отделен флексурой от эпигерцинской платформы Оранской Месеты в Алжире и Тунисского Атласа. На востоке Алжира надвиговые деформации распространяются на окраину этой платформы.

11.4.3. Эр-Риф

Близ алжиро-марокканской границы продолжение Теллького орогена срезается берегом Средиземного моря, но западнее на побережье появляется следующее звено Магрибид – сооружение Эр-Рифа. Эр-Риф имеет форму полумесяца, обращенного выпуклостью на юго-запад, длиной 350 км. На востоке он имеет, как и Телль, широтное простирание, постепенно приобретая меридиональное, идя на соединение с Бетской Кордильерой, но срезается под прямым углом Гибралтарским проливом. Подобно Теллю, Эр-Риф состоит из трех главных покровных комплексов.

Внутренняя зона Эр-Рифа, опять же подобно Теллю, образована домезозойскими метаморфитами и Известняковым хребтом. Метаморфиты слагают две покровных единицы: Себтиды и Гомариды. Первые состоят из слюдяных сланцев и силлиманитовых гнейсов, вмещающих перидотит-габбровый массив Бени-Бусера, и из слабометаморфизованных пермо-триасовых песчано-глинистых образований, очевидно представляющих чехол более глубоко метаморфизованного комплекса. *Гомариды* сложены неметаморфизованным палеозоем: граптолитовыми сланцами силура, сланцами с прослоями известняков девона, мощными песчано-глинитсыми, отчасти конгломератовыми отложениями верхов девона – низов карбона в фации кульма, трансгрессивными рифовыми известняками верхнего визе – нижнего намюра и, наконец, несогласно залегающими красными пермскими конгломератами. Имеются останцы более молодого чехла вплоть до песчано-глинистого олигоцена-нижнего миоцена.

Известняковый хребет Эр-Рифа характеризуется развитием шельфовых карбонатов среднего и верхнего триаса и лейаса, подстилаемых пермско-нижнетриасовыми образованиями типа Гомарид. Шельфовые карбонаты перекрываются более глубоководными кремнисто-карбонатными отложениями доггера – низов эоцена, включая радиоляриты мальма, на которых, в свою очередь, несогласно залегает песчано-глинистая толща верхнего эоцена – нижнего миоцена.

Внутренняя зона испытала несколько фаз деформаций, первые две предшествовали силуру, причем вторая сопровождалась метаморфизмом амфиболитовой фации. С третьей фазой конца раннего миоцена связан альпийский метаморфизм Себтид, а в четвертую фазу, в конце среднего миоцена, весь ансамбль Внутренней зоны был надвинут на Флишевую зону.

В *зоне флишевых покровов* наиболее древним элементом являются реликты офиолитовой ассоциации, обнаруженные в основании покрова, сложенного известняками, мергелями, кремнями доггера, радиоляритами, известняками и доломитами мальма, кальпионелловыми известняками титон-берриаса. Выше залегает мощный нижнемеловой флиш, перекрываемый мергельно-известняковой формацией верхнего мела – нижнего палеогена. Олигоцен представлен мощнейшей толщей слюдистых песчаников (нумидийская фация). Над-

вигание покровов этой зоны на Внешнюю зону произошло уже в позднем миоцене.

Внешняя зона Эр-Рифа обладает значительной (до 150 км) шириной и имеет весьма сложное строение. В ее основании залегают метаморфический палеозой, верхнепалеозойская моласса и гипсо-соленосный триас. Основной же разрез слагают глубоководные отложения юры–эоцена с преобладанием флиша и пелагических известняков. Начиная с середины эоцена ось прогиба перемещается к внешнему краю зоны, где вплоть до плиоцена накапливались глубоководные мергели. Тем временем в более внутренней части зоны отлагались все более мелководные и грубообломочные осадки, а с середины миоцена она вовлекается в поднятие и покровообразование.

В составе данной зоны выделяют три подзоны. Отложения внутренней и центральной подзон испытали кливаж и эпизональный метаморфизм, а наиболее внешняя зона, именуемая Предрифской, фактически представляет внутреннее крыло передового прогиба. В его пределах происходит утонение и затем выклинивание юрско-меловых отложений, и основным элементом строения Предрифа является мощная олистострома из пород более внутренних зон Эр-Рифа, возникшая в среднем и начале позднего миоцена и надвинутая с амплитудой более 20 км на внешнее крыло прогиба – так называемый Южно-Рифский коридор. В последнем мощная тортонская мергельная моласса залегает субгоризонтально непосредственно на палеозойском фундаменте Марокканской Месеты.

Во второй половине миоцена Телль и Эр-Риф были втянуты в поднятия, на фоне которых в условиях растяжения возникли межгорные впадины с накоплением «послепокровных» моласс, сначала континентальных, затем морских, и проявлениями вулканизма.

События мезозоя и кайнозоя, приведшие к формированию Тельльско-Рифского орогена, в определенной степени затронули и его форланд – эпипалеозойскую платформу. Сначала, в конце триаса – начале юры, в прямой связи с раскрытием Центральной Атлантики и Западного Неотетиса здесь проявился рифтинг, приведший к образованию глубоких прогибов, сопровождавшемуся толеитовым магматизмом. Главным из этих прогибов являлся прогиб Высокого Атласа, протянувшийся в западо-юго-западном направлении от атлантического побережья между Марокканской Месетой и Анти-Атласом – передовым поднятием Африканского кратона, отделяясь от последнего Южно-Атласской зоной разломов. Восточным продолжением Высокого Атласа служит Сахарский Атлас, в свою очередь сменяющийся Тунисским Атласом; в совокупности эта система внутриконтинентальных дислокаций имеет протяженность в 2,5 тыс. км от Атлантики до Средиземного моря. От стыка между Высоким и Сахарским Атласом в северо-восточном направлении отходит ветвь Среднего Атласа; именно она, выходя на побережье, разделяет Телль и Эр-Риф, а южнее – Марокканскую Месету и Высокие плато с относительно недеформированным мезозойско-кайнозойским чехлом.

Осадконакопление в атласских прогибах, относительно глубоководное и преимущественно мергельное в лейасе–доггере, прерывается первыми деформациями в бате, становится красноцветно-обломочным в поздней юре, прерывается новыми деформациями на рубеже юры и мела, сменяется континентальным в раннем мелу, после чего наступает новая трансгрессия в позднем мелу и накопление карбонатной формации продолжается до эоцена. За это время в атласских прогибах отложилась толща осадков, достигавшая местами 6–9 км. В конце эоцена наступила главная фаза деформаций, еще более интенсивно повторившаяся в олигоцене. Эти деформации привели к инверсии прогибов и складчатости их выполнения, сорванного с палеозойского фундамента по соленосному триасу. Складки усложнились разрывами в миоцене, вдоль которых возникли диапировые внедрения триасовых эвапоритов, особенно широко проявленные в Тунисе. Складчатость имеет гребневидный стиль в Высоком и сундучно-коробчатый в Сахарском Атласе. Существенную роль в происхождении этих дислокаций играло не только поперечное сжатие, но и перемещения блоков фундамента по сдвигам, так называемая транспрессия.

11.4.4. Бетская Кордильера и Балеарский архипелаг

Покровно-складчатое горное сооружение Бетской Кордильеры составляет северный фланг Бетско-Рифской дуги, замыкающей западный бассейн Средиземного моря. Оно занимает крайний юг Иберийского полуострова, простираясь на 600 км в восточно-северо-восточном направлении от Кадисского залива почти до Валенсии и продолжаясь в Балеарском архипелаге. Наиболее возвышенная часть сооружения поднимается почти до 3500 м в хр. Сьерра-Невада. На западе простирание системы становится более долготным и в районе Гибралтара она почти смыкается с Эр-Рифом, отделяясь от него возникшим в начале плиоцена проливом.

На северо-западе Бетская Кордильера сопрягается с эпигерцинской Иберийской Месетой через передовой Гвадалквивирский прогиб, а на северо-востоке оказывается непосредственно надвинутой на Месету, и здесь ее наиболее внешняя, Предбетская зона представляет, по существу, деформированный чехол Месеты, сорван-

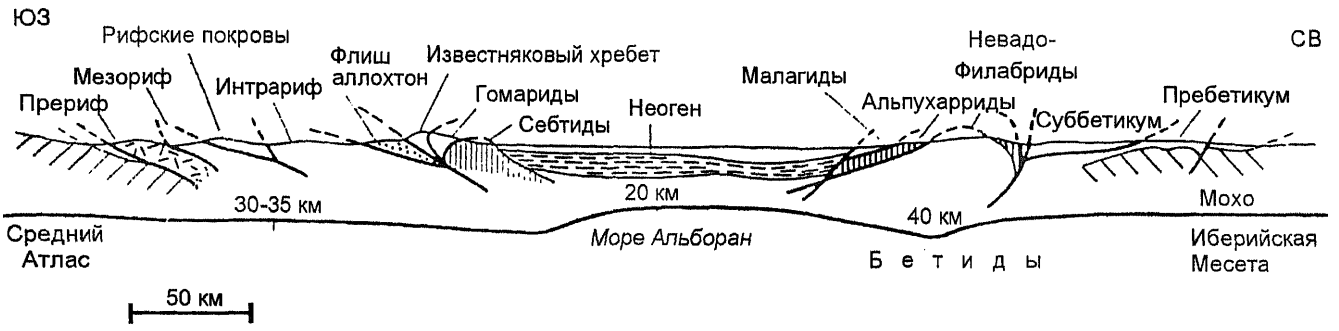


Рис. 11-40. Обобщенный схематический профиль Бетской и Рифской складчатых систем (по М.Дюран-Дельга и К.-М.Фонтботе)
Профиль уточняет лишь современное относительное положение главных тектонических элементов. Поверхность Мохо гипотетична

ный с ее фундамента по эвапоритам триаса. На юге Бетская Кордильера обрывается к впадине моря Альборан, возникшей в конце раннего миоцена.

Строение Бетской Кордильеры во многом сходно со строением альпид Магриба (рис.11-40). *Внутренние зоны*, или собственно *Бетиды* состоят из трех покровных комплексов, перемещенных с юго-юго-востока на северо-северо-запад. Нижний комплекс, Невадо-Филабриды, сложен интенсивно деформированным, но умеренно метаморфизованным палеозоем (графитовые и слюдяные сланцы с прослоями кварцитов) и триасом (мраморы, гипсы); присутствуют также реликты верхнеюрской (146±3 млн лет) офиолитовой ассоциации (эклогиты, серпентиниты).

Средний покровный комплекс Бетид – Альпухарриды, сопоставляется с Себтидами Эр-Рифа. В его строении участвует тот же метаморфизованный палеозой, в составе которого здесь преобладают гнейсы, пестроцветный пермо-триас с кислыми вулканитами, карбонаты среднего и верхнего триаса. Но самым примечательным элементом строения комплекса является мощная тектоническая линза мантийных ультрамафитов – массив Ронда, присутствие алмазов в которой указывает на подъем с глубины >150 км. Массив Ронда совершенно подобен массиву Бени-Бусера по другую сторону моря Альборан, в Эр-Рифе. Одно время оба массива трактовались как молодые интрузии, так как для них был получен радиометрический возраст 22 млн лет. Однако геофизические исследования указали на бескорневое залегание массивов, а молодой изотопный возраст относится к проявлениям позднеальпийского метаморфизма.

Верхний покровный комплекс Бетид именуется Малагидами. В его составе участвует слабо или даже неметаморфизованный, фаунистически охарактеризованный палеозой – филлиты и известняки силура, карбонатный флиш нижнего–среднего девона, граувакки верхнего девона – нижнего карбона; выше залегает обломочный пермо-триас и далее пелагическая серия до нижнего миоцена включительно, но с многочисленными перерывами.

Подобно своим магрибским аналогам, Бетиды окаймляются *Известняковым хребтом – Дореалем*, сложенным карбонатами триаса и более молодыми отложениями до нижнемиоценовых включительно. Этот хребет начинает собой ансамбль *Внешних зон* Бетской Кордильеры; он появляется из-под надвига Бетид и, в свою очередь, надвинут на *Флишевую зону*, образованную нижнемеловым–нижнемиоценовым флишем, получившим наиболее широкое развитие в районе Гибралтара. Здесь флишевые покровы спускаются в Атлантику на расстояние >500 км и на глубину >2000 м. Флишевая зона надвинута на *Суббетскую зону*, представляющую серию надвиговых пластин, сложенных глубоководными известняково-мергельными фациями юры – нижнего миоцена, подобно *Предбетской зоне*, сорванными с герцинского фундамента по триасовым глинам и мергелям. Обе зоны принадлежали пассивной окраине Иберии – Предбетская – ее шельфу, Суббетская – склону и подножью. Основные деформации обеих зон произошли в среднем миоцене, Бетид – в начале и перед миоценом. За этим последовали поднятия и растяжение, наиболее ярко проявленное в обрушении внутренней части Бетско-Рифской дуги, приведшем к образованию впадины моря Альборан. В пределах современной суши оно привело к образованию серии грабенов, выполненных верхнемиоценовой–четвертичной грубой молассой. На этом же фоне на юго-востоке Бетского орогена проявился наземный вулканизм – средний и кислый в миоцене, основной в плиоцене, щелочно-базальтовый в квартере. Эти проявления разрывной тектоники, в существенной мере сдвиговой, и

вулканизма были тесно связаны с формированием впадины моря Альборан (см. раздел 11.4.5). В позднем миоцене впереди Бетского орогена возник и неглубокий Гвадалквивирский прогиб. Миоценовая часть его выполнения испытала складчато-разрывные деформации; плиоценовая залегает несогласно.

Внешние зоны Бетского орогена – Предбетская и Суббетская, с присущими им чертами покровно-надвиговой тектоники находят свое продолжение в Балеарском архипелаге.

11.4.5. Глубоководные впадины Западного Средиземноморья

Альпийские сооружения Западного Средиземноморья почти сплошным кольцом окружают морское пространство, занятое глубоководными котловинами с корой океанского или субокеанского типа (рис.11-41). Центральное место в этом пространстве занимает Алжиро-Прованский бассейн, северо-восточной апофизой которого является Лигурийский трог, северо-западной – Балеарский трог, а юго-западной – море Альборан. Корсо-Сардинский континентальный массив отделяет Алжиро-Прованский бассейн от котловины Тирренского моря, вписанной в Апеннино-Калабро-Сицилийскую дугу. Все эти впадины имеют неогеновый возраст, их раскрытие приходится в основном на миоцен, но ему предшествовал местами олигоценовый рифтинг.

Алжиро-Прованская (или Сардино-Балеарская) *впадина* вытянута в меридиональном направлении, имея длину около 700 км и ширину ~400 км в своей глубоководной части. Последняя представляет абиссальную равнину, лежащую на глубине 2700–2900 м и подстилаемую мощным, до 8 км, осадочным чехлом. Этот чехол слагается миоцен-четвертичными отложениями, включающими верхнемиоценовые, мессинские эвапориты, с которыми связано образование соляных куполов, нарушающих общее субгоризонтальное залегание чехла. На периферии глубоководной котловины известны среднеолигоценовые, а в обрамлении – и более древние образования.

Мощность континентальной коры уже в бортах котловины уменьшается от 35 до 15–17 км, а в пределах самой котловины осадочный чехол залегает на консолидированной коре со скоростями продольных волн 6,4–6,6 км/с, рассматриваемой как кора океанского типа. Здесь установлены линейные магнитные аномалии, интерпретируемые как 6-6С Ламонтской шкалы, т.е. конец раннего миоцена (22–20 млн лет).

Лигурийская впадина представляет северо-восточное ответвление Алжиро-Прованской, вклинивающееся между Корсикой и Приморскими Альпами. Ее дно лежит примерно на той же глубине, 2600–2800 м. Кора Лигурийской впадины, включая осадочный чехол, так же вполне подобна коре основного Алжира Прованского бассейна.

Валенсийский трог находится как бы на юго-западном продолжении Лигурийского, но по другую, западную сторону этого основного бассейна Западного Средиземноморья. Этот трог расположен между Балеарским архипелагом на юго-востоке и побережьем Иберийского п-ова на северо-западе. Ширина его глубоководной части всего 100 км, кора утонена до 12–14 км, из которых 8 км приходится на консолидированную часть, а мощность чехла на периферии возрастает до 10–12 км. Разрез чехла включает мессинские эвапориты.

Юго-западная глубоководная часть основного бассейна, находящаяся между побережьем Алжира и Балеарским архипелагом, нередко выделяется как *Южно-Балеарская впадина*. Глубина ее достигает 3000 м; она обладает наиболее тонкой корой –12 км, из них 4–6 км приходится на миоценово-четвертичный осадочный

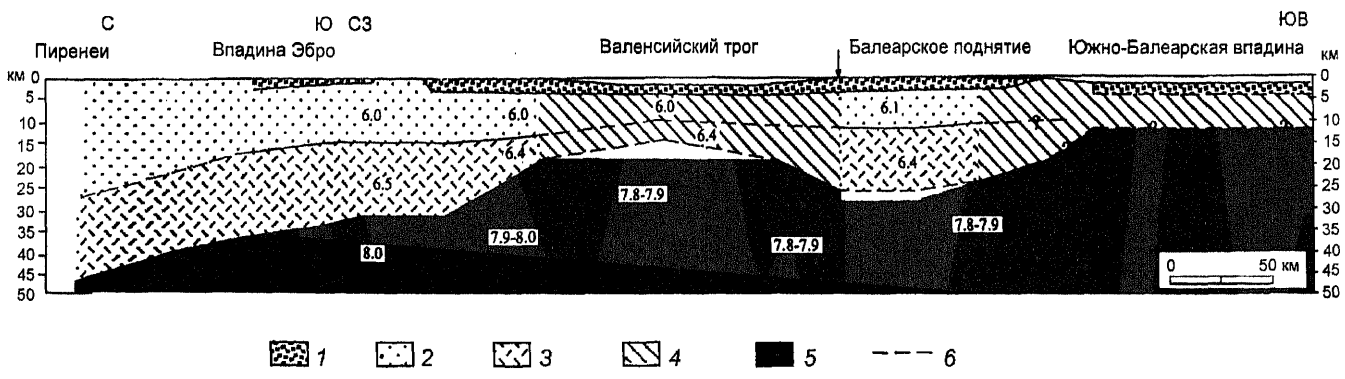


Рис. 11-41. Сейсмический профиль от Пиренеев до Южно-Балеарской впадины (по Ж.Видалю и др.)
1 – осадочный чехол; *2* – верхняя кора; *3* – нижняя кора; *4* – кора без подразделения; *5* – литосферная мантия; *6* – недостаточно четкие границы

чехол, в средней части которого залегают мессинские эвапориты. С их присутствием связано образование соляных куполов, многочисленных у алжирского побережья. Имеются признаки поддвига литосферы Южно-Балеарской котловины под сооружение Телля, от которого она отделена крутым уступом. На дне котловины выявлены широтные линейные магнитные аномалии, которые, однако, не всеми признаются за спрединговые.

Западным продолжением Южно-Балеарской впадины является *впадина моря Альборан*, обрамленная Бетско-Рифской дугой. В восточной части впадины, смежной с Южно-Балеарской, выдерживается океанский тип коры, мощность которой составляет 15 км, возрастая до 20 км на западе, где кора, хотя и подверглась утонению, сохранила континентальный тип строения. Последнее подтверждается тем, что пробуренные здесь скважины вскрыли под осадками метаморфические и магматические породы, вполне идентичные слагающим Бетскую Кордильеру и Эр-Риф. Осадочный чехол достигает 9-километровой мощности и начинается отложениями нижнего миоцена с возрастом около 20 млн лет. Западная котловина моря Альборан отделена от восточной диагональным одноименным подводным хребтом северо-восточного простирания, лежащим на продолжении разлома, пересекающего на востоке Эр-Риф. К этому хребту тяготеют проявления средне- и позднемиоценового вулканизма, находящие свое продолжение на испанском побережье близ Альмерии. Состав магмы был известково-щелочным, шошонитовым. Осадки нижнего и среднего миоцена, а отчасти и верхнемиоценовые рассматриваются как синрифтовые. Рифтинг носил диффузный и разнонаправленный характер. В конце мессиния диффузный рифтинг сменился сжатием, за которым последовало плиоценовое погружение (в начале плиоцена раскрылся Гибралтарский пролив), а в конце плиоцена – начале плейстоцена проявилась новая фаза сжатия. В итоге листрические сбросы фазы растяжения превратились во взбросо-надвиги; произошли и сдвиговые смещения. В западной котловине моря Альборан начиная с тортона стал развиваться глиняный диапиризм за счет нагнетания нижне- и среднемиоценовых глин.

Начало раскрытия глубоководных впадин Западного Средиземноморья, находящихся к западу от Корсики и Сардинии, относится к рубежу олигоцена и миоцена. Ему предшествовало континентальное рифтообразование в олигоцене, последовавшее, в свою очередь, за завершающей эпохой сжатия и складчато-надвиговых деформаций во внутренних зонах орогенов, обрамляющих будущие впадины. Основной ствол рифтовой системы, послуживший затем осью новообразованного Алжиро-Прованского бассейна, явился продолжением Западно-Европейской рифтовой системы и, в частности, ее южного звена – рифтов Соны-Роны. На юге этот меридиональный рифт сочленялся с широтным рифтом, протянувшимся параллельно побережью Магриба. Другая ветвь отходила в юго-восточном направлении и через Тунисский пролив продолжалась в направлении Ионического моря. Олигоценовый грабен Кампидано на Сардинии и система грабенов на Тунисском плато к югу от Сицилии принадлежат к этой ветви, где рифтинг не сменился спредингом.

По общему убеждению, образование Сардино-Балеарской впадины было связано с отколом 20 млн лет т.н. от южной окраины Европейского материка блока Корсики и Сардинии, ранее непосредственно примыкавшего к Приморским Альпам, и поворотом его против часовой стрелки с перемещением Корсики на 40–50 км, а Сардинии на 120–150 км к юго-востоку. Процесс новообразования океанской коры начался на севере, в Лигурийском троге, где закончился к 21 млн лет т.н., и продвигался к югу, достигнув Южно-Балеарской впадины к 17–16 млн лет т.н. Одновременно продолжалась, до 8 млн лет т.н., деструкция континентальной коры в Балеарском троге и море Альборан.

Самой молодой глубоководной впадиной Западного Средиземноморья является *Тирренская впадина*, хотя деструкция континентальной коры на севере этой впадины тоже началась в конце олигоцена – начале миоцена. Тирренская впадина расположена между Корсикой и Сардинией на западе, Апеннинским полуостровом на востоке, о-вом Сицилия на юге и имеет грубо треугольную форму с общей вытянутостью в долготном направлении. Дно впадины лежит на глубине 3000–3600 м. Мощность коры составляет 25–30 км на периферии впадины и резко убывает в ее центральной части, где континентальная кора на относительно небольшой площади замещается океанской (вскрытой бурением), мощностью всего в 4–5 км. Здесь эта кора непосредственно перекрывается либо самыми верхами миоцена – низами плиоцена (7–4 млн лет) – на северо-западе, во впадине Вавилова, либо верхами плиоцена (2–1,8 млн лет) – на юго-востоке, во впадине Марсили. Из этих датировок видно, что спрединг во впадине был диффузным и распространялся с северо-запада на юго-восток. Среди этой коры возвышаются вулканические постройки – горы Вавилова и другие, под которыми мощность этой коры возрастает до 10–11 км. В более периферических частях впадины наблюдается чередование горстовых и грабеновых структур, ограниченных разломами меридионального простирания. На некоторых горстах выступают породы герцинского фундамента, а в грабенах мощность осадков достигает 4 км; в их разрезе выделяется три комплекса – плиоцен-четвертичный, эвапоритовый мессинский и турбидитовый, в низах, возможно, местами более древний.

На юге Тирренской впадины субширотно простирается Эолова (Липарская) четвертичная вулканическая дуга, явно связанная с подстилающей ее Калабрийской зоной субдукции, а другая группа молодых известково-щелочных вулканов, и среди них Везувий, расположена в северо-восточном обрамлении глубоководной котловины.

Образование Тирренской впадины коррелируется с формированием Апеннинской дуги и ее надвиганием к востоку и юго-востоку на Адрию.

11.5. Динаро-Зондская ветвь Альпийско-Гималайского пояса

Это самая протяженная из ветвей Альпийско-Гималайского пояса, возникшая в пределах основного ствола Неотетиса. На северо-западе она примыкает к Альпам, а затем простирается вдоль побережья Адриатического моря в виде Динарид и Эллинид, включает впадину Эгейского моря и ограничивающую последнюю с юга Критскую дугу, продолжается в центральную и южную Анатолию, в хребет Загрос на юго-западе Ирана, в обрамлении Персидского залива; протягивается отсюда в Макран на севере Оманского залива, охватывает центральный и южный Афганистан вместе со смежным Пакистаном (Белуджистан, Хазара); восточнее к ней принадлежат Гималаи, на восточном окончании которых пояс резко поворачивает к югу и через Индо-Бирманские цепи продолжается в Зондскую дугу и, наконец, на востоке Индонезийского архипелага смыкается со структурами Филиппин, принадлежащими уже Западно-Тихоокеанскому поясу.

11.5.1. Динариды

Динариды простираются параллельно адриатическому побережью от Словении до Черногории; они получили свое название от Динарского хребта, вершины которого достигают 2500 м. На северо-западе Динариды сочленяются с Южными Альпами по широтному разлому, вдоль которого Альпы на них надвинуты. На юго-востоке Динариды граничат с продолжающими их по простиранию Эллинидами (см. раздел 11.5.2) вдоль поперечного, палеотрансформного разлома Шкодер-Печ, выходящего в море близ черногорско-албанской границы (см. рис.11-10).

Динариды имеют четкое зонально-покровное строение с юго-западной, адриатической вергентностью (рис.11-42). Их форландом служит *Адриатическая зона*,

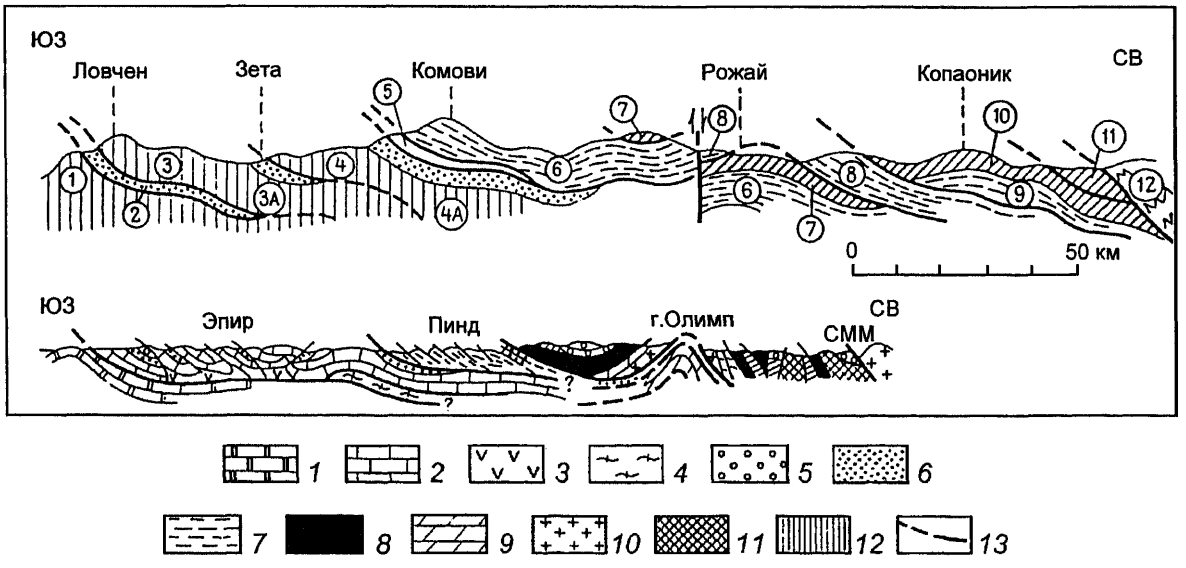


Рис. 11-42. Геологические профили Динарид и Эллинид

Верхний – профиль Динарид по линии Котор–Александровац (по А.Грубичу), нижний – Эллинид, через северную континентальную часть Греции (по Ф.Якобсхагену и др. – интерпретация профиля Ж.Обуэна). *Динариды* (цифры в кружках): 1 – Южно-Адриатическая зона; 2 – покров Будва–Цукали; 3 – Далматский покров; 3А – флишевая зона Зета; 4 – надвиг Кучи; 4А – флишевая зона Дурмитор; 5 – покров Копаоник; 6 – покров Дурмитор; 7 – Златарский покров; 8 – покров Пештер и зона Голия; 9 – покров Студеница – "блестящие сланцы"; 10 – покров Копаоник; 11 – надвиги Восточного Копаоника; 12 – Сербско-Македонский массив. *Эллиниды*: *1* – форланд; *2* – Западно-Эллинский покров; *3* – эвапориты; *4* – филлитовые серии; *5* – молассы; *6* – флиш; *7* – породы Пинда; *8* – офиолиты; *9* – мраморы; *10* – доальпийские кристаллические породы; *11* – пермско-юрские осадочные отложения Вардарской зоны; *12* – верхнемеловые известняки; *13* – надвиги; СММ – Сербско-Македонский массив

представляющая фактически северо-восточную окраину Адрии; она занимает п-ов Истрия, полосу Далматского побережья, прилегающие острова и шельф. Сложена она в основном толщей мелководных карбонатов верхней юры-среднего эоцена с подчиненными эвапоритами (J_3–K), бокситами (K–P_2), перекрываемой верхнеэоценовым флишем и местами миоценом. Зона умеренно деформирована, с отдельными надвигами, и в целом может рассматриваться как паравтохтонная. Возраст деформаций – плиоценовый.

Собственно Динариды принято разделять на Внешние и Внутренние. Первые образовались в пределах пассивной окраины Адрии и соответственно подстилаются континентальной корой. Вторые включают зоны с развитием мезозойских офиолитов, останцов ложа бассейнов с корой океанского типа, входивших в систему Неотетиса. Восточным ограничением Внутренних Динарид является Сербо-Македонский, точнее, Моравский массив, отделяющий их от Карпато-Балканид.

Внешние Динариды состоят из нескольких групп покровов, включающих ряд отдельных пластин. Покровы в основном представлены отложениями карбонатной платформы триасово-мелового, на юге до эоценового возраста с отдельными проявлениями внутриплитного вулканизма. На севере уже в сеноне появляется флиш, а в самой северной группе покровов – офиолитовый меланж. Мезозойский карбонатный комплекс подстилается слабо метаморфизованным, в основном терригенным палеозоем, начиная с девона, и с несогласием в середине перми.

Между Внешними Динаридами и Адриатической зоной в Боснии и Черногории протягивается узкая *зона Будва* (*Цукали* в Албании), образующая как бы раздел между этими двумя карбонатными платформами. Ее главной особенностью является появление флиша в анизии и довольно мощный рифтогенный вулканизм в ладине. Выше следуют в основном пелагические карбонаты, частично радиоляриты, а завершает разрез маастрихтско-эоценовый флиш. Северо-западнее эта зона скрывается под надвигом Внешних Динарид.

Внутренние Динариды представлены двумя офиолитовыми зонами – юго-западной, в своем продолжении в Албании именуемой *зоной Мирдита*, и более широкой и сложной *Вардарской зоной*, продолжающейся в Македонию и Грецию. Их разделяет зона *Дрина-Иваньица*, лежащая на продолжении Пелагонийской зоны Эллинид (см.ниже). Эта последняя зона характерна наиболее широким развитием палеозоя и наиболее полным неметаморфизованным его разрезом с несогласием в середине перми. Триас также залегает несогласно и представляет карбонатную платформу, выше следует сенонский флиш. Неоавтохтон, общий со смежными зонами, имеет эоцен-миоценовый возраст.

Возраст офиолитов зоны Мирдита средне- и позднеюрский. Они участвуют в образовании тектонического меланжа, а отдельные крупные тела перидотитов обдуцированы на образования смежной с юго-запада зоны. Офиолиты зоны Вардара считаются более древними, верхнетриасовыми–юрскими. Внутренние зоны испытали первые деформации сжатия с образованием меланжа и обдукцией офиолитов уже на границе юры и мела и повторно перед сеноном, но главные деформации Динарид, связанные с коллизией Адрии и Сербо-Македонского массива начались в конце эоцена, сопровождаясь интрузией гранитоидов. Волна этих деформаций постепенно распространялась к юго-западу, достигнув Адриатики уже в плиоцене. Соответственно, накопление флиша, начавшееся еще в раннем мелу, сменялось накоплением моласс. Во внутренних зонах сжатие сменилось растяжением в олигоцене с проявлениями наземного вулканизма.

11.5.2. Эллиниды

Эллиниды представляют продолжение Динарид на юге Балканского п-ова и в своей континентальной части сохраняют северо-западное простирание, но с выходом в Эгейское море образуют дугообразный изгиб к югу и подходят к анатолийскому берегу уже с восточно-северо-восточным простиранием. Тектоническая зональность Эллинид с некоторыми изменениями повторяет зональность Динарид; сохраняется и юго-западная вергентность перемещения покровов, сменяющаяся в Эгейском море на южную.

Одной из особенностей Эллинид является появление в их северной части, в пределах побережья Албании, передового *Предадриатического прогиба*, выполненного мощной неогеновой молассой, несогласно наложенной на олигоценовые и более древние образования окраины Адрии. Продолжением Адриатической зоны Динарид служит *Ионическая зона* Эллинид, разрез которой начинается эвапоритами верхнего триаса (с ними в Албании связаны соляные купола), за которыми следуют мелководные карбонаты нижнего–среднего лейаса. В позднем лейасе Ионическая зона испытала рифтинг, после чего в разрезе получили преобладание более глубоководные карбонаты, в позднем эоцене – олигоцене сменившиеся флишем. Затем последовали деформации сжатия, превратившие листрические сбросы эпохи рифтинга в надвиги в направлении *Предапулийской зоны*, обнаженной на островах Ионического архипелага. В отличие от Ионической зоны, очевидно паравтохтонной, эта зона является уже вполне автохтонной, в ее разрезе отсутствует флиш и она целиком сложена неритическими карбонатами. Надвигание Ионической зоны на Предапулий-

скую было облегчено срывом по триасовым эвапоритам.

На северо-востоке Ионическая зона надвинута на смежную зону Внешних Эллинид – *зону Гаврово-Триполица*. Эта зона представляла в течение позднего триаса – среднего эоцена относительное поднятие с накоплением неритических карбонатов. В позднем эоцене – олигоцене они сменились флишем с мощной олистостромой в кровле. Отновременно начинаются деформации, которые, однако, привели лишь к относительно простым складчато-сбросовым дислокациям. На Пелопоннесе и Крите аналоги отложений зон Гаврово и Ионической испытали некоторый метаморфизм.

На зону Гаврово–Триполица с северо-востока полого шарьирована, с амплитудой более 50 км, *зона Олонос-Пиндос*. В противоположность зоне Гаврово и смежной с СВ зоне Парнас (см.ниже) данная зона палеогеографически представляла глубокий прогиб на утоненной континентальной, а по мнению некоторых, океанской коре, заложившийся в среднем–позднем триасе и затем заполнявшийся вплоть до конца мела пелагическими известняками и радиоляритами, а в палеоцене–эоцене прогиб заполняется флишем, грубым в кровле. Зона Олонос-Пиндос продолжает в Эллинидах зону Будва-Цукали Динарид.

Краевое положение во Внешних Эллинидах занимает *зона Парнас-Гиона*. Подобно зоне Гаврово-Триполица, с позднего триаса она представляла поднятие, на котором до середины мела накапливались неритические известняки, частично доломитизированные; их накопление трижды – на границе доггера и мальма, мальма и неокома и перед верхним мелом, прерывалось осушением, эрозией и образованием бокситов большого промышленного значения. В позднем мелу отлагались пелагические известняки, а в эоцене флиш. Зона Парнас-Гиона надвинута к западу на зону Олонос-Пиндос, а на востоке на так называемый беотийский флиш, накапливавшийся за счет сноса из внутренних зон начиная с поздней юры и до сенона, а затем, после сенонского карбонатного интервала, снова в палеоцене. Подстилается беотийский флиш неритическими карбонатами верхнего триаса – доггера (на востоке доггер замещается радиоляритами). На севере зона Парнас-Гиона и беотийский флиш исчезают с поверхности под надвигом Внутренних зон.

В строении *Внутренних зон* Эллинид достаточно четко выделяется лишь продолжение *зоны Вардара* Динарид, которая и здесь характеризуется развитием позднетриасовых–юрских офиолитов. В Греции в ней выделяются три подзоны, из которых средняя представляет поднятие, сложенное триасово-юрскими известняками, с кислым вулканизмом и перерывами в осадконакоплении в средней юре, раннем мелу, конце мела и раннем олигоцене. Западнее зоны Вардара традиционно выделяется *Пелагонийская зона*, имеющая, однако, весьма неоднородное и еще не вполне расшифрованное строение. Последнее объясняется тем, что значительную часть зоны слагают метаморфизованные породы, первичный возраст и время метаморфизма которых точно не установлено – метаморфизм мог быть «эоэллинским» (граница юры и мела) или даже миоценовым; последнее доказано в архипелаге Киклад в Эгейском море. Первичный же возраст пород может быть, по крайней мере частично, палеозойским, поскольку Пелагонийская зона Греции лежит на продолжении *зоны Кораб* Албании, где разрез палеозоя включает терригенный с вулканитами ордовик–девона, пермо-триасовую вулканогенную молассу, и известны герцинские гранитоиды. В Восточной Греции наряду с пелагонийскими метаморфитами выделяется зона неметаморфизованных отложений, начиная с вулканогенно-карбонатно-терригенного верхнего палеозоя и нижнего триаса и продолжая радиоляритами среднего триаса, неритическими известняками верхнего триаса и юры. На уровне границы юры и мела на этот комплекс был шарьирован офиолитовый покров, подстилаемый меланжем. Родина этих офиолитов дискуссионна – одни считают их вардарскими, другие производят их из зоны Олонос-Пиндос, третьи допускают шарьирование части офиолитов с запада, части – с востока. Офиолитовый покров (или покровы?) перекрывается верхнемеловыми известняками и палеоценовым флишем. В классической схеме Ж.Обуэна данная зона выделяется как самостоятельная под названием *Субпелагонийской* и рассматривается как продолжение зоны Мирдита Албании. В районе знаменитой горы Олимп из-под отложений Пелагонийской зоны, смятой в антиформу, в двойном тектоническом окне обнажаются породы, принадлежащие по всем признакам зоне Гаврово-Триполица, что свидетельствует об огромном масштабе горизонтальных перемещений. Подобные же окна известны и юго-восточнее.

История становления структуры Эллинид вполне сходна с историей Динарид. Во внутренних зонах отчетливо проявилась эпоха сжатия на рубеже юры и мела с образованием офиолитовых меланжа, олистостром и их обдукцией на смежные карбонатные платформы. Некоторые проявления деформаций сжатия отмечаются в тех же зонах в середине мела и перед сеноном, но их главная эпоха наступает в конце эоцена, сопровождаясь метаморфизмом и гранитообразованием. После этого складчато-надвиговые деформации последовательно охватывают внешние зоны, в то время как внутренние зоны начинают испытывать растяжение, наиболее ярким проявлением которого явилось образование в олигоцене–миоцене Мезоэллинского грабен-прогиба, наложенного на Субпелагонийскую зону и заполненного сначала морской, а затем континенталь-

ной молассой. К началу среднего миоцена, после так называемой штирийской фазы тектогенеза структура Эллинид уже почти полностью сформировалась. При этом первоначально система Эллинид практически непрерывно прослеживалась на восток вплоть до Додеканезского архипелага у берегов Анатолии, но затем, в конце раннего миоцена (~17 млн лет т.н.) восточная половина Эллинид подверглась дроблению и погружению с образованием впадины Эгейского моря (см. раздел 11.5.4), и лишь на юге этой впадины, на о.Крит и Додеканезских островах, на поверхности сохранились структуры Эллинид, от Ионической до Пиндской зоны, в сложных покровных соотношениях.

11.5.3. Анатолиды и Тавриды

Дальнейшее восточное продолжение рассматриваемой ветви Альпийско-Гималайского пояса находится уже в Малой Азии, в Центральной и Южной Анатолии, к югу от охарактеризованной уже выше (см. раздел 11.4) системы Понтид. Здесь в поперечном сечении данной ветви выделяется три мегазоны: Анатолиды, Анатолийско-Таврская «платформа» и Тавриды; последние граничат по надвигам с Аравийской плитой – отторженцем Гондваны (см. рис.11-14).

Главным элементом в структуре Анатолид является офиолитовая зона Измир–Анкара–Эрзинджан, традиционно рассматриваемая как продолжение аналогичной зоны Вардара Динарид–Эллинид. В ней широко развиты юрские (в основном?) офиолиты, нередко в виде меланжа – «Анкарский цветной меланж» (отсюда и пошел сам термин «меланж»), и меловой–эоценовый флиш. Однако в настоящее время считается, что зона Измир–Анкара продолжает лишь западную подзону зоны Вардара. Аналог ее восточной подзоны усматривается в более северной офиолитовой зоне, так называемой Интрапонтидской, в которой так же в виде меланжа присутствуют верхнеюрские–нижнемеловые офиолиты и глубоководные кремнисто-карбонатные отложения и верхнемеловой–палеоценовый флиш. Эта зона сливается на востоке, в районе Анкары, с основной зоной, следующей от Измира. А западнее их разделяет *микроконтинент Сакарья*, приравниваемый к срединному поднятию Пайкон зоны Вардара в Греции. Фундамент микроконтинента Сакарья образуют палеозойские метаморфиты, несогласно перекрытые верхним палеозоем, на котором, в свою очередь, несогласно залегают полого дислоцированные юрско-меловые породы карбонатной платформы. В туроне–сеноне на северный край микроконтинента были шарьированы офиолиты и началось накопление флиша с олистостромами в низах. Эти события были связаны с коллизией Сакарьи с южным краем Евразийской плиты, которая сопровождалась и региональным метаморфизмом.

Офиолитовая зона Измир–Анкара–Эрзинджан находит свое продолжение в центральной части Малого Кавказа. На юго-востоке последнего эта зона раздваивается – одна ветвь следует вдоль р.Акеры, а другая уходит в Зангезур и далее, пересекая р.Аракс, в Иранский Карадаг. Между ними обособляется Кафанский блок, представляющий фрагмент юрско-раннемеловой энсиалической вулканической дуги, аналогичной Артвино-Карабахской дуге северной части Малого Кавказа и гомолога блока Сакарья на северо-западе Анатолии. Офиолиты Малого Кавказа имеют позднепермско-раннемеловой возраст; на них залегает среднемеловой флиш, а в раннем сеноне, опять же подобно тому, что происходило в Анатолии, офиолитовая зона Малого Кавказа испытала интенсивнеое сжатие с обдукцией офиолитов на смежные континентальные блоки. Карбонатный верхний сенон, палеоценовый флиш и вулканогенный эоцен запечатывают эти структуры.

Акеринская ветвь Малокавказской офиолитовой зоны по магнитным аномалиям предположительно прослеживается под кайнозойским чехлом к северу от Талыша, а Зангезуро-Карадагская ветвь скрывается под молодыми вулканитами Иранского Азербайджана. Можно предполагать, что она первоначально простиралась в южном обрамлении Эльбурса, где сейчас намечается существование сутуры, и что офиолиты Сабзевара к югу от восточного окончания Эльбурса принадлежали той же зоне.

В Анатолии к югу от западной части рассмотренной офиолитовой зоны располагается так называемая *Тавро-Анатолийская платформа* (см. рис.11-14), вернее, микроконтинент. Его фундамент выступает в двух крупных массивах – Мендересском (запад) и Киршехирском (восток) и имеет трехчленное строение. Нижний ярус образуют в основном гранито-гнейсы протерозойского возраста, средний ярус слагают метатерригенные сланцы палеозоя, а верхний представлен мраморами с возрастом от верхней перми или триаса до мела включительно. С севера на эти массивы в позднем мелу были надвинуты офиолиты, а позднее они были интрудированы гранитами.

Континентальные блоки к югу от офиолитовой зоны находятся и на юге Малого Кавказа и в Иране. В первом регионе это Мисханский (Арзаканский) и Мегринский массивы. Слагающие их фундамент метаморфические образования имеют заведомо додевонский, а скорее всего и доордовикский возраст, но верхняя и, возможно, существенная часть метаморфического комплекса может принадлежать уже мезозою. Выполненный карбонатным верхним мелом, флишевым палеоценом и вулканогенным эоценом Ереван-Ордубадский прогиб отделяет эту полосу поднятий от

северо-западного окончания Центрально-Иранского микроконтинента с его ордовикско-триасовым шельфово-карбонатным (в основном) чехлом. Этот микроконтинент на востоке граничит вдоль дугообразной, выпуклой к западу офиолитовой сутуры со своеобразным Лутским блоком, на востоке примыкающим к южному продолжению Урало-Оманского линеамента.

В Анатолии к югу от центральной полосы метаморфических массивов и вплоть до Средиземноморского побережья простирается *покровно-складчатая система Таврид*. Тавриды характеризуются южной вергентностью (см. рис.11-15) и образуют две выпуклые к югу дуги, сочленяющиеся под острым углом на севере в так называемом углу Испарты. В Тавридах различают автохтонные (относительно!) и аллохтонные элементы; первые выступают в тектонических окнах и представляют неметаморфизованное продолжение двух верхних комплексов находящейся севернее «платформы», а вторые имеют различные корни. Наиболее западную группу образуют *Ликийские покровы*, окаймляющие с юга Мендересский массив, составляющие западную сторону «угла Испарты» и шарьированные на крупное поднятие автохтона Бейдаглары. В состав этих покровов входят позднемезозойские офиолиты, частично превращенные в меланж, и пермско-верхнемеловые образования как океанского бассейна, так и его южной пассивной окраины. Офиолиты происходят из Измиро-Анкарской зоны и были обдуцированы и переброшены через Мендересский массив в конце мела. В дальнейшем в деформации были вовлечены и породы палеоцен-эоцена, а последние движения относятся к миоцену.

Вторая группа покровов Таврид – *покровы Антальи*. Они слагают восточную сторону «угла Испарты», ограничиваясь с востока автохтонным карбонатным массивом Анамасдаг, а также образуют более внутреннюю зону западной стороны «угла», прилегая к автохтонному массиву Бейдаглары с противоположной по отношению к Ликийским покровам стороны. В состав этих покровов входят верхнетриасовые–нижнемеловые офиолиты, часто в виде меланжа, а также глубоководные (радиоляриты и др.) и шельфовые (карбонаты) отложения триаса–мела. Образование покровов с обдукцией офиолитов относится к маастрихту – раннему эоцену. Происхождение покровов Антальи, офиолитов в частности, трактуется по-разному – от дальнего северного транспорта, подобно Ликийским покровам, или южного, и до признания их образования в небольшом бассейне с океанской корой и значительным числом карбонатных платформ на утоненной континентальной или океанской же коре – бассейне, в общем вписанном в «угол Испарты».

В восточном направлении покровная структура Таврид еще более усложняется. Связано это прежде всего с тем, что Анатолийско-Таврская «платформа» расщепляется на два метаморфические массива – Мунзур и Битлис, разделенные самостоятельным «интратаврским» бассейном с корой океанского типа, и эти массивы сами вовлекаются в покровообразование. Офиолиты, происходящие из интратаврского бассейна, имеют триасовый (T_2?–T_3) и нижнемеловой возраст и сопровождаются верхнемеловым–нижнеэоценовым флишем; они претерпели местами метаморфизм высоких давлений–низких температур. В эоцене на месте этого бассейна образовалась сутура.

Наиболее южная группа покровов юго-восточной Анатолии состоит из тектонического чередования метаморфических (метаморфизм сенонский) и офиолитовых (офиолиты маастрихтско-эоценовые) пластин. Нижняя из них подстилается, опять же тектонически, паравтохтонной миоценовой молассой, залегающей уже на краю Аравийской плиты. Таким образом, становление этой группы покровов, начавшееся в позднем эоцене, завершилось в позднем миоцене со столкновением Аравийской плиты с оформившимся к тому времени южным краем Евразии. На востоке, в районе турецко-иранской границы и между озерами Ван и Урмия все офиолитовые пояса Анатолии сливаются в один широкий пояс, отделяющий микроконтиненты Анатолии от Центрально-Иранского микроконтинента (Восточно-Анатолийский аккреционный комплекс на рисунке 11-14).

Фрагментом рассматриваемого сегмента юго-восточной ветви Альпийско-Гималайского пояса является еще ***о-в Кипр***, расположенный к югу от Восточных Таврид и вторично отделенный от них Киликийской впадиной северо-восточного угла Средиземного моря (рис.11-43).

Продолжением Киликийской впадины на суше в юго-восточной Турции служит прогиб Адана; он выполнен толщей олигоцен-четвертичных осадков значительной мощности.

В структуре Кипра естественно выделяются три зоны (рис.11-44), разделенные южно-вергентными надвигами; с севера на юг это зоны Кирения, Троодос и Мамония. С юга Кипр ограничен активной зоной субдукции, представляющей восточное продолжение Эллинской зоны. На востоке она упирается в Левантский сдвиг – западное ограничение Аравийской плиты.

Зона Мамония, расположенная на западе и юго-западе острова, включает наиболее древний элемент его структуры – вулканогенно-осадочный комплекс позднетриасового возраста (вулканиты которого СОХ-типа), согласно перекрытый юрско-нижнемеловыми пелагическими кремнисто-карбонатными и турбидитовыми осадками. Эти образования находятся в тектоническом контакте с верхнемеловыми офиолитами того же возраста и типа, что и выступающие в смеж-

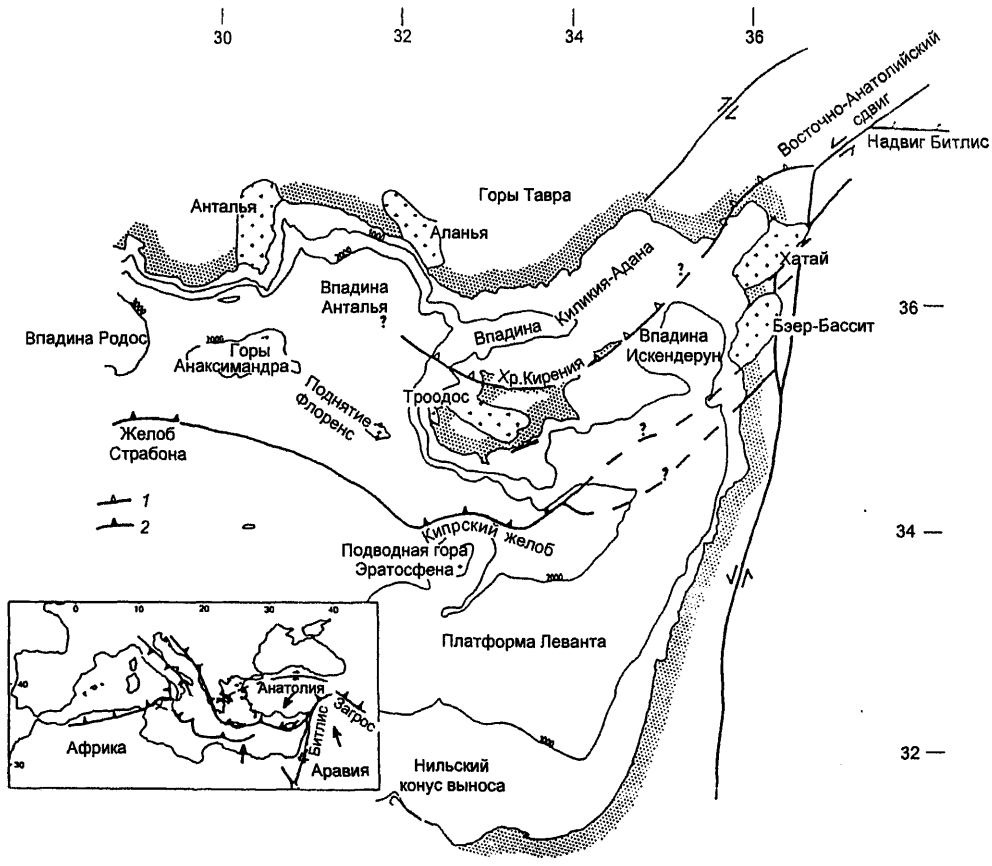


Рис. 11-43. Тектоническая схема Северо-Восточного Средиземноморья (по А.Робертсону)
1 – надвиги; 2 – зоны субдукции. На врезке современные границы плит

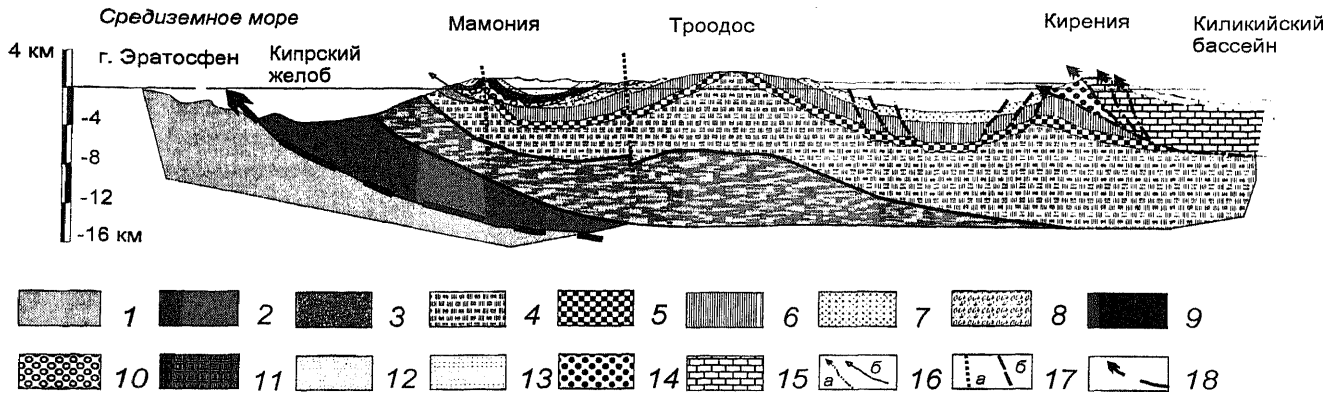


Рис. 11-44. Геологический профиль через о. Кипр (по К.А.Крылову)

1 – мезозойская океаническая кора Левантинской котловины и поднятия Эратосфен; *2* – современный аккреционный комплекс; *3* – кайнозойский аккреционный комплекс – терригенный меланж?; *4* – ультрамафиты офиолитов Троодоса; 5 – габбро офиолитов Троодоса; *6* – дайковый комплекс офиолитов Троодоса, *7* – лавовый комплекс офиолитов Троодоса; *8* – олистострома Катикас – K_2ma – паравтохтонный комплекс; *9* – полимиктовый серпентинитовый меланж, содержащий блоки пород всех групп из состава аккреционного комплекса Мамония, образовался по дотроодосским офиолитам (K_1–K_2), позднее претерпел несколько этапов деформаций; *10* – мономиктовый серпентинитовый меланж, сформирован по офиолитам Троодоса в момент надвигания на них комплекса Мамония; *11* – покров Диаризос – T_3–K_1 карбонатно-кремнисто-вулканогенные образования южной ветви Мезотетиса; *12* – покров Айос Фотиос – T_3–K_1 карбонатно-кремнисто-терригенные отложения, формировавшиеся близ подножия континентального склона; *13* – кайнозойские карбонатные отложения неоавтохтона – K_2ma–N; *14* – мезозойские терригенные комплексы Кирения нерасчлененные, включая эоценовые терригенные меланжи: *15* – карбонатные мезозойские комплексы Кирения нерасчлененные; *16* – надвиги: *а* – кайнозойские в хребте Кирения, *б* – раннекайнозойский комплекса Мамония на терригенный меланж; *17* – прочие разломы: *а* – сдвиги, разрывы, *б* – сбросы; *18* – линия надвига

ной с северо-востока *зоне Троодос*. Последняя представляет поднятие, в котором и обнажается этот классический офиолитовый комплекс, на примере которого И.Гассом в 1968 г. было впервые показано тождество офиолитов и современной океанской коры. При этом любопытно, что впоследствии большинство исследователей пришло к выводу, что офиолиты Троодоса возникли не в обстановке срединно-океанского хребта, а в надсубдукционной зоне. Формировались эти офиолиты в туроне – раннем сеноне; они перекрыты глубоководными карбонатами кампана–эоцена, более мелководными – олигоцена и далее гипсами и рифовыми известняками миоцена. *Зона Кирения* соответствует одноименному хребту, протягивающемуся вдоль северного побережья острова. Она отделена от массива Троодос неглубоким молодым прогибом равнины Месаория, под которым, по данным бурения, офиолиты этого массива продолжаются до надвига, ограничивающего зону Кирения с юга. Саму эту зону образуют чешуи южной вергентности, сложенные мелководными карбонатами верхнетриасового-среднемелового возраста, деформированные в середине позднего мела и перекрытые затем пелагическими карбонатами маастрихта-палеоцена с бимодальными вулканитами и далее турбидитами эоцена. Затем последовала основная фаза деформаций и надвигообразования. В позднем олигоцене – миоцене надвиговый пояс испытал растяжение и опускание с накоплением турбидитов и, наконец, тех же мессинских гипсов, что и южнее.

Тектоническая история Кипра поддается восстановлению начиная с перми, поскольку глыбы пермских мелководных карбонатов встречены в нижнепалеогеновых олистостромах хр. Кирения. Вместе с данными по комплексу Мамония это позволило заключить, что территория будущего Кипра начиная с этого времени и до середины мела представляла рифтогенную окраину Неотетиса. В середине мела здесь возникла внутриокеанская зона субдукции, в условиях которой и образовались офиолиты Троодоса. В кампане на северо-западном продолжении Кипра, в районе Хатая (Турция) – Баэр-Бассита (Сирия) произошло надвигание офиолитов на край Аравийской плиты, отзвуки чего наблюдаются и в зоне Кирения. Погружение возобновилось в маастрихте, а южнее оно и не прекращалось, но тем временем блок океанской коры, включавший Троодос, испытал поворот на 90° против часовой стрелки, благодаря чему пластинчатые дайки Троодоса приобрели меридиональное простирание. В позднем эоцене произошло надвигание Кирении на Троодос, а в позднем миоцене – раннем плиоцене Кипр испытал растяжение. Наконец, в позднем плиоцене–квартере к зоне субдукции, окаймляющей Кипр с юга, подошел континентальный блок – поднятие Эратосфена – обломок Африканского кратона, и это вызвало поднятие Кипра над уровнем моря – рождение современного острова.

Крупные события характеризуют и послеэоценовую историю Анатолии. В олигоцене почти вся ее площадь, за исключением крайнего юга, где перед фронтом продолжавших двигаться к югу покровов и на краю Аравийской плиты существовал прогиб с накоплением морской молассы. На фоне этого поднятия, вызванного общим сжатием, начало проявляться меридионально ориентированное растяжение с заложением широтной системы грабенов на периферии Эгейской впадины и более изометричных и менее глубоких депрессий во внутренних районах центральной Анатолии. Все эти процессы усилились в среднем миоцене, когда Аравийская плита откололась от Африканской и начала самостоятельно перемещаться к северу, оттесняя обособившуюся Анатолийскую микроплиту к западу. Это обособление произошло вдоль двух крупных сдвигов – широтного правого Северо-Анатолийского, достигающего на западе Эгейского моря к югу от п-ова Халкидики, и левого Восточно-Анатолийского северо-восточного простирания, сопрягающегося с первым на востоке Анатолии, находящего свое продолжение на Кавказе, а на юге ограничивающего Левантинский сдвиг (см. рис.11-43). Коллизия привела к окончательному становлению Таврской системы покровов, закрытию молассовых прогибов и складчатым деформациям осадочного чехла северной окраины Аравийской плиты (рис.11-45).

Одним из важнейших следствий столкновения Аравийской плиты с расколотой на микроплиты южной окраиной Евразии явилось мощное проявление наземного вулканизма, создавшего лавовые поля щелочных базальтоидов и крупные стратовулканы известково-щелочной магмы не только в восточной Анатолии, но и в центральной и южной частях Малого Кавказа в южной Грузии, Армении, юго-западном Азербайджане, а также Иранском Азербайджане. Вулканы эти возвышаются над лавовыми плоскогорьями, лежащими на уровне 1,5–2,5 км, и достигают четырехкилометровой отметки (Нимруд, Арарат, Арагац, Савалан, Сахенд и др.). Некоторые из этих вулканов еще действовали в историческое время.

11.5.4. Венская, Паннонская, Трансильванская, Нижнефракийская и Эгейская впадины

Эти впадины имеют то общее, что все они заложены в конце олигоцена – начале миоцена в пределах центрально- и восточно-европейского сегмента Альпийско-Гималайского пояса, после завершения основных деформаций сжатия во внутренних зонах орогенов, но на фоне продолжающегося сближения Африканской и

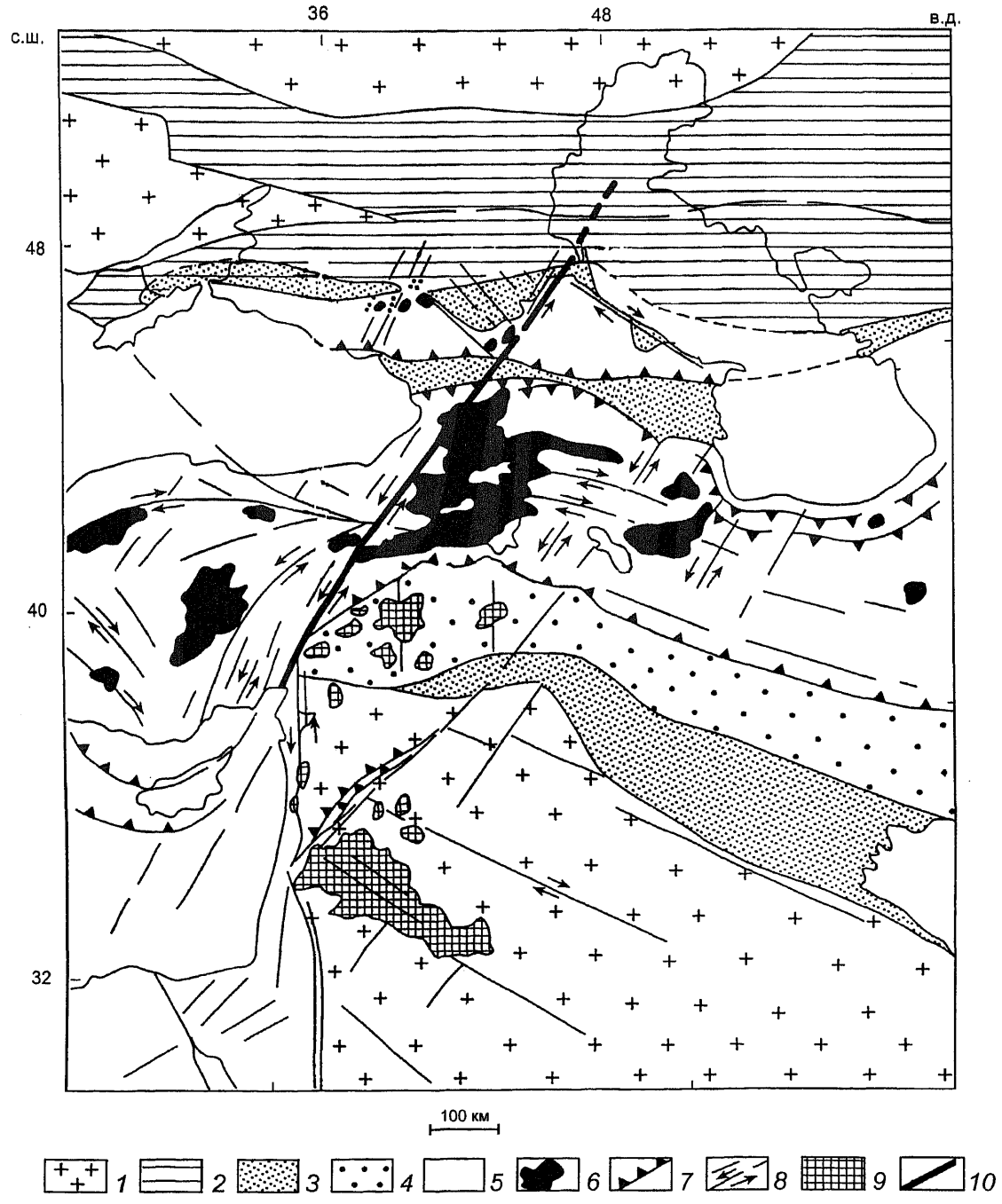


Рис. 11-45. Структурно-геодинамическая схема Кавказского региона (по Н.В.Короновскому)

1, 2 – плиты: *1* – докембрийские, *2* – эпипалеозойская; *3* – передовые и межгорные прогибы *4* – погруженная часть Аравийской плиты; *5* – альпийские складчатые структуры; *6* – коллизионный вулканизм (поздний миоцен – антропоген); *7* – надвиги; *8* – сдвиги и прочие разрывы; *9* – базальтовый в основном четвертичный вулканизм Аравийской плиты; *10* – Аграхано-Тбилисско-Левантинская левосдвиговая зона

Евразийской плит. Все впадины несогласно наложены на гетерогенный и разновозрастный фундамент, являются продуктом деструкции континентальной коры в условиях растяжения, проявленного в ее утонении, и подъема астеносферных диапиров. Растяжение и деструкция сопровождались мантийным магматизмом и происходили в тылу зон субдукции, продолжавших существовать по периферии данного сегмента Альпий-

ско-Гималайского пояса – континентальной в северном и океанской в южном обрамлении. Вместе с тем рассматриваемые здесь впадины различаются по масштабу деструкции коры и конкретному структурному стилю ее проявления, в частности по степени асимметрии родоначальных рифтов, относительной роли листрических сбросов и сдвигов и т.д.

Венский бассейн является наименьшим по площади и наиболее северо-западным по расположению в данной группе впадин. Он занимает поперечное положение по отношению к северной ветви альпийского пояса и разделяет на поверхности Альпы и Карпаты. В основании бассейна структуры этих сооружений протягиваются непрерывно и вскрыты здесь скважинами. Некоторые различия объясняются погребенным поперечным левым сдвигом, вдоль которого, видимо, и следует долина Дуная. Таким образом, данный бассейн принадлежит к категории сдвигово-раздвиговых (pull-apart).

Заложение бассейна относится к раннему миоцену, а окончание его погружения к позднему миоцену. Опускание происходило по сбросам, развивавшимся одновременно с накоплением осадков. Максимальная глубина погружения достигает 5 км. Внутренняя структура бассейна довольно сложная.

Паннонская впадина (рис.11-46) – самая крупная из внутриконтинентальных впадин европейской части альпийского пояса. Она имеет овальную, почти изометричную форму и разделяет две ветви пояса – Альпийско-Карпатскую и Динарскую. На востоке поднятый блок гор Апусени отделяет Паннонскую впадину от Трансильванской. Внутреннее строение впадины довольно сложное и частично отражено в рельефе. Самое крупное внутреннее поднятие – Задунайские горы, которые разделяют ее частные впадины – Малую Венгерскую на северо-западе и Большую Венгерскую (Альфельд) на юго-востоке. Кроме того, в восточно-центральной части впадины расположены островные горы Мечек и Виллань, а в ее южной части – возвышенности междуречья Дравы и Савы. Во всех этих возвышенностях на поверхность выступают породы донеогенового фундамента впадины.

То обстоятельство, что Паннонская впадина приурочена к резкому расширению альпийского пояса и расхождению Карпатской и Динарской ветвей, а также спокойное залегание отложений, выполняющих ее

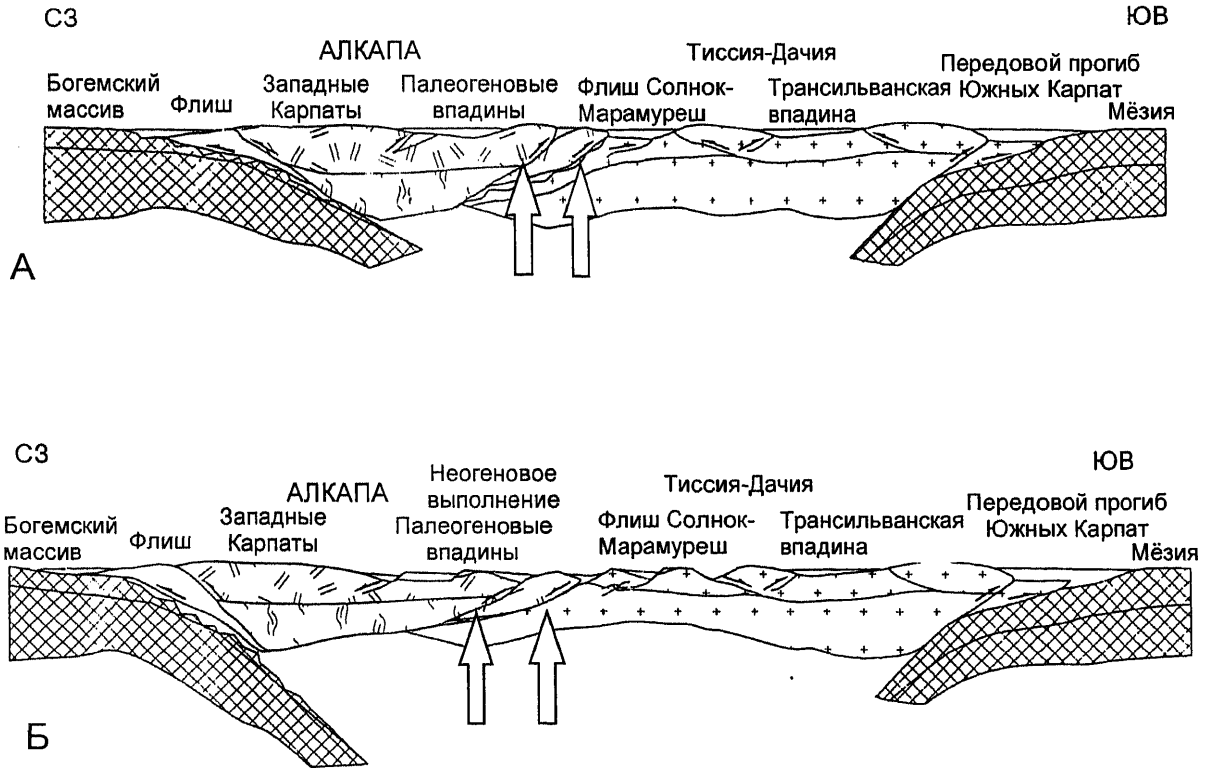


Рис. 11-46. Схематичные палеопрофили Паннонской впадины от Западных до Южных Карпат: Острава–Будапешт–Турну Северин (по Л.Чентош и А.Надьмароши)

А – вскоре после сочленения АЛКАПА с Тиссией и перед растяжением Паннонской впадины (конец раннего миоцена); Б – предполагаемая ситуация в конце главного утонения и задугового растяжения (конец среднего миоцена). Часть утонения могла иметь место в течение 1-й фазы

с поверхности, дало основание для предположения, что в основании впадины залегает жесткая глыба, получившая название Паннонского срединного массива (первончально автор этого представления – австрийский геолог Л.Кобер говорил о междугорье – Zwischengebirge). Однако в свете дальнейших исследований это представление оказалось несостоятельным. В настоящее время в фундаменте Паннонской впадины различают два главных блока, разделенные Средневенгерским линеаментом – правым сдвигом, проходящим в северо-восточном направлении через Будапешт, а в противоположном направлении сочленяющимся с Периадриатическим линеаментом, ветвью которого он нередко считается. Северо-западный блок паннонского фундамента именуется АЛКАПА, поскольку он включает погруженные продолжения Австрийских Альп и внутренних зон Западных Карпат вместе с внутрипаннонским Задунайским Среднегорьем. Юго-восточный блок – Тиссия (от р. Тисса), включает наиболее южную часть внутренних зон Западных Карпат, блок гор Апусени и возвышенностей Мечек и Вилланъ. Происхождение блока Тиссия является остродискуссионным – одни считают его европейским, другие гондванским, подобно Адрии. В первом случае приходится допустить сложное перемещение Тиссии в течение миоцена, чтобы она могла занять свое современное положение «позади» блока АЛКАПА.

Так или иначе, современные исследователи связывают образование Паннонской впадины с утоненной корой с растяжением, испытанным ее фундаментом в связи с выталкиванием обоих блоков в северо-восточном (АЛКАПА) и восточном (Тиссия) направлении под напором продвигавшейся к северу Адрии. С тем же их перемещением связывается образование Карпатской дуги и тектонических покровов Внешних Карпат.

Кора под Паннонской впадиной утонена в среднем до 25 км против 30–58 км в окружающих горных сооружениях. Утонена и литосфера– до менее чем 80 км против 80–150 и даже 200 км на крайнем востоке Карпат. Тепловой поток во впадине заметно повышенный – 80–100 и до 130 mW/m². Осадочный чехол, включающий отложения неогена и квартера достигает мощности 7 км. Распределен он неравномерно, ибо впадина распадается на несколько суббассейнов.

Заложение Паннонской впадины относится к раннему миоцену. Собственно рифтовая стадия продлилась до среднего миоцена включительно. Рифтогенез протекал по асимметричной схеме Б.Вернике, с образованием полуграбенов, ограниченных листрическими сбросами. Основной срыв достигал границы верхней и нижней коры, но местами и границы Мохо. В разрезе циклически чередуются пресноводные и мелководно-морские песчано-глинистые отложения; имеются прослои вулканитов. Отложения пострифтовой стадии так же сначала морские, до сармата включительно, а затем исключительно речные, дельтовые и озерные. В конце среднего миоцена на границе с Карпатами образуется андезитовый вулканический пояс. Отложения начиная с верхов миоцена уже практически не дислоцированы.

Трансильванская впадина расположена восточнее Паннонской, между горами Апусени на западе, Восточными и Южными Карпатами. Она имеет почти округлую форму, которую приобрела в начале среднего миоцена. В фундаменте впадины в близдолготном направлении протягивается сутура, отвечающая закрытию одной из ветвей Неотетиса (см. раздел 11.1.3). Она отделяет блок Тиссия, включающий, как отмечалось выше, горы Апусени, от блока Дачия, в который входят внутренние зоны Восточных и Южных Карпат (см. там же). Эта сутура несогласно перекрыта обломочными отложениями верхнего мела, выполняющими рифт так же меридионального простирания. Выше, отделяясь несогласием, отвечающим фазе сжатия, следуют отложения эоцена–олигоцена, сначала континентальные, затем мелководно-морские с эвапоритами. В позднем олигоцене – раннем миоцене северная окраина бассейна испытала складчато-надвиговые деформации, связываемые с движениями на границе блоков АЛКАПА и Тиссия-Дачия. Они сопровождались накоплением обломочных отложений в широтном прогибе. И только в конце раннего миоцена стали вырисовываться современные контуры впадины, в которой затем накопилось более 4 км неогеновых песчано-глинистых осадков. В их основании залегают эвапориты, с которыми связана солянокупольная тектоника. В неогене же вдоль восточной периферии впадины, в тылу Восточных Карпат, возникла вулканическая дуга известково-щелочного состава. В квартере Трансильванская впадина была втянута в общее поднятие Карпат.

Нижнефракийская впадина занимает крайний юго-восточный угол Балканского полуострова, располагаясь к югу от Странджи и к северу от Дарданелл и Мраморного моря. В отличие от других впадин, описываемых в данном разделе, и подобно Мезоэллинскому прогибу (см. раздел 11.5.2), она зародилась в среднем эоцене и продолжала активно погружаться в олигоцене, заполняясь турбидитами, но после некоторого перерыва возобновила свое опускание в среднем миоцене и в итоге накопила до 9 км осадков, сначала глубоководных (турбидиты), а затем мелководно-морских (молассы). Это выполнение было смято в умеренно сжатые складки, осложненные сбросами и взбросо-надвигами. Турецкие исследователи полагают, что эта впадина первоначально возникла как преддуговой прогиб к югу от вулканической дуги Странджи-Понтид, на-

ложенный на аккреционную призму в висячем боку Интрапонтидской зоны субдукции.

Эгейская впадина занимает несколько особое место в структуре альпийского пояса. Она наложена на восточный фланг Эллинид и ограничена с юга активной и в современную эпоху Эллинской зоной субдукции. Образованию впадины в среднем миоцене предшествовало поднятие, приведшее к обнажению гранито-гнейсового метаморфического ядра Киклад.

Деструктивные процессы в Эгейской впадине продолжают оставаться весьма активными в отличие от трех рассмотренных выше впадин. Они определили ее очень сложную внутреннюю структуру. Поднятие архипелага Киклад, лежащее на продолжении Пелагонийской зоны на западе и Мендересского массива на востоке, разделяет впадину на северную и южную части. На самом севере в западно-юго-западномном направлении простирается Северо-Эгейский трог, возникший на продолжении Северо-Анатолийского сдвига. Подобно лежащему восточнее Мраморному морю, этот трог представляет типичный сдвигово-раздвиговый (pull-apart) прогиб с глубиной моря до 1300 м (в Мраморном море – 2000 м). Несколько южнее лежит менее глубокая Северо-Скиросская котловина. Мощность коры во впадинах северной части Эгейского моря снижается до 28–30 км, а мощность осадков составляет 3 км.

Южнее поднятия Киклад, от вершины Коринфского залива к о-ву Порос протягивается вулканическая дуга, наиболее известным из вулканов которой является о-в Санторин, знаменитый своим извержением, произошедшим за 1,5 тыс. лет до н.э. Эта вулканическая дуга отделена от Критской невулканической дуги, включающей на востоке кроме о-ва Крит Додеканезский архипелаг, Северо-Критским трогом, самым крупным и глубоким в Эгейской впадине – 2500 м.

Критская дуга уже непосредственно окаймляется *Эллинским желобом*, с которым совпадает выход на поверхность дна одноименной зоны субдукции. Эта зона прослеживается от западного обрамления Ионического архипелага почти до анатолийского побережья в районе о-ва Родос, где под острым углом сочленяется с аналогичной зоной субдукции, проходящей восточнее к югу от о-ва Кипр. Вдоль этой сейсмофокальной зоны, полого наклоненной к северу и прослеживаемой до глубины 175 км, а по данным томографии до 600 км, происходит поддвиг Африканской литосферной плиты под Эгейскую и Анатолийскую микроплиты, примыкающие к Евразийской плите с юга. Эллинский желоб имеет довольно необычное для подобных структур строение. Он распадается на ряд частных желобов, расположенных частично кулисообразно, имеющих форму грабенов, глубиной от 3500–3600 до более 5000 м. Вдоль желобов, находящихся на флангах этой системы, проявлены сдвиговые смещения, особенно на восточном фланге, где они носят левосдвиговый характер (рис.11-47).

Начало формирования единой Эгейской впадины относится к концу среднего – началу позднего миоцена. Тортонская трансгрессия сменилась мессинской регрессией с накоплением эвапоритов, а затем наступила плиоценовая трансгрессия с временным установлением связи с Понто-Каспием (то же и в плейстоцене).

11.5.5. Глубоководные впадины Восточного Средиземноморья

Пространство между Калабрийской, Эллинской и Кипрской зонами субдукции и континентальной частью Африканской литосферной плиты занято глубоководными впадинами Ионического моря и моря Леванта, по своему происхождению и истории резко отличающимися от рассмотренных в предыдущем разделе.

Ионическая впадина в своей глубоководной северной части достигает 4000–4500 м глубины. Она обладает весьма широким шельфом, примыкающим к южной Сицилии и Тунису и представляющим фактически элемент Африканской платформы (ее называют Пелагийской платформой). Эта платформа в своей северо-восточной части рассечена молодой и сохраняющей тектоническую и вулканическую активность рифтовой системой, простирающейся в юго-восточном направлении от Тунисского пролива к о-ву Мальта. Мощность коры под этими рифтами сокращена до 20 км.

На востоке Пелагийская платформа ограничена меридиональным тектоническим Мальтийским уступом, отделяющим ее от глубоководной котловины, край которой на северо-северо-востоке перекрыт аккреционным клином Калабрийской зоны субдукции, а на востоке на впадину надвигается своеобразная структура Средиземноморского хребта (см.ниже), сопряженная с другой зоной субдукции – Эллинской. Мощность коры в глубоководной котловине уменьшается до 11 км, из которых 4–8 км приходится на осадочный чехол. Несмотря на то, что столь малая мощность консолидированной коры и значительная глубина бассейна свидетельствуют о ее близости к океанскому типу, некоторые новейшие данные многоканальной сейсмики отраженных волн говорят и об определенных отличиях от мезозойской океанской коры Атлантики, и в пользу того, что бассейн подстилается корой переходного типа. В осадочном чехле по данным бурения уверенно выделяются плиоцен-четвертичные отложения и мессинские эвапориты и мергели, а ниже предполагается присутствие олигоцен-миоценовых, а также более

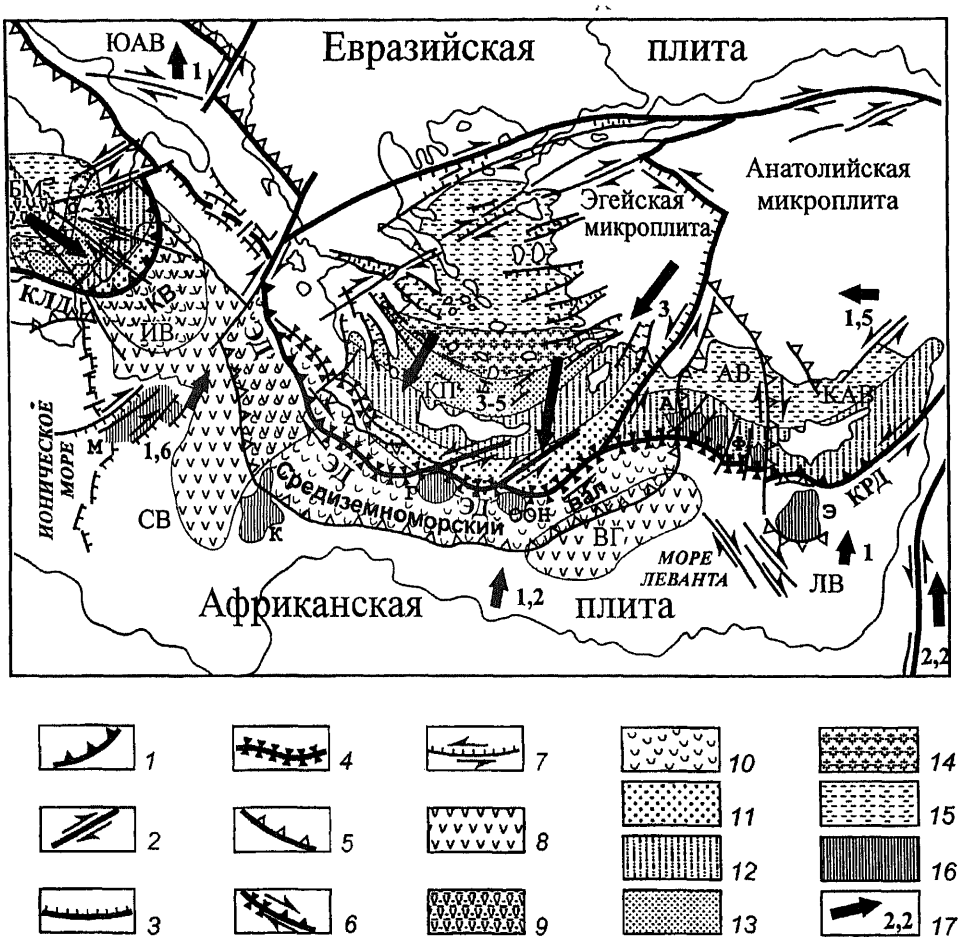


Рис. 11-47. Тектоническая схема Восточного Средиземноморья и современная кинематика литосферных плит и микроплит (по А.Ф.Лимонову, упрощено)

1–6 – границы плит и микроплит: *1* – субдукционные, *2* – сдвиговые, *3* – сбросовые, *4* – коллизионные, *5* – то же, с хорошо выраженными взбросами, *6* – комплексного типа; *7* – региональные разломы с указанием вида смещения; *8* – остаточная кора океанского типа; *9* – новообразованная кора океанского типа; *10* – аллохтонные комплексы; *11* – передовые прогибы; *12* – внешние дуги; *13* – междуговые прогибы; *14* – вулканические дуги; *15* – задуговые бассейны; *16* – крупные поднятия; 17 – современная кинематика плит и микроплит, скорости перемещения в см/год. А – горы Анаксимандра, АВ – Анатолийская впадина, БМ – бассейн Марсили, ВГ – впадина Геродота, Г – поднятие Геродота, ИВ – Ионическая впадина, К – гора Кирена, КАВ – Киликийско-Аданская впадина, КВ – Калабрийский вал, КП – Критский прогиб, ЛВ – Левантийская впадина, М – хребет Медина, ООН – поднятие ООН, СВ – Сиртская впадина, СрВ – Средиземноморский вал, ТГ – трог Геродота, Ф – поднятие Флоренс, Э – поднятие Эратосфен, ЮАВ – Южно-Адриатическая впадина

древних, вплоть до мезозойских образований. Расчеты, основанные на глубинах, тепловом потоке (не обнаруживающем повышенных значений) и намагниченности пород акустического фундамента привели к выводу о ее раннемезозойском, триасовом заложении. На востоке Ионическое море через сравнительно узкое и неглубокое (несколько более 2000 м) пространство между Критом и Киренайкой соединяется с морем Леванта.

Левантинская впадина занимает юго-восточный угол Средиземного моря, примыкая с запада к побережью Леванта, а на севере к о-ву Кипр. От Эллинского желоба ее отделяет весьма своеобразная структура *Средиземноморского хребта*, следующего вдоль этого желоба и представляющего гомолог океанских краевых валов, но отличающегося резко повышенной мощностью осадочного чехла и его интенсивной и специфической дислоцированностью (рис.11-48). Протяженность Средиземноморского хребта достигает 1300 км, ширина составляет 150–300 км, превышение над абиссальными Ионической и Левантинской равнинами – до 2 км, а мощность коры – от 20 до 30 км. В плане Средиземноморский хребет образует дугу, выпуклую к югу и благодаря этому в центральной части непосредственно надвинутую на Киренайкский выступ Африканского кратона. Осадочный чехол составляет здесь аккре-

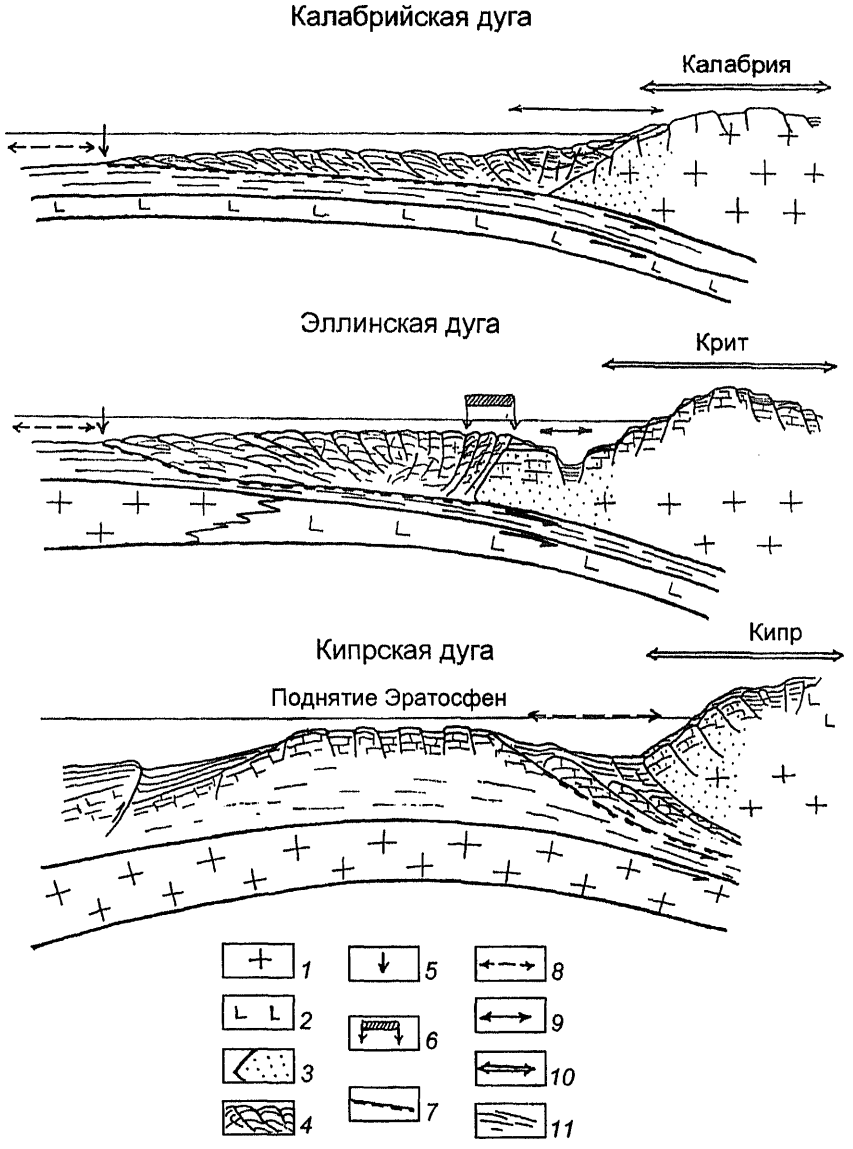


Рис. 11-48. Модели строения зоны конвергенции Африканской и Евразийской плит в Центральном и Восточном Средиземноморье (по А.Ф.Лимонову)

1 – континентальная кора; *2* – океанская кора; *3* – аккреционный комплекс (на среднем профиле – Средиземноморского вала); *4* – тыловой упор; *5* – внешний фронт деформаций аккреционного комплекса; *6* – внутренний фронт деформаций аккреционного комплекса; *7* – поверхность срыва; *8* – глубоководный желоб; *9* – преддуговой бассейн; *10* – внешняя невулканическая дуга; *11* – осадочные породы субдуцирующей плиты

ционную призму мощностью до 18 км, сорванную с консолидированного основания и имеющую на флангах двухъярусное строение. Нижний уровень срыва предполагается по аптским глинам, а верхний несомненно приурочен к мессинским эвапоритам. В связи с тем, что накопление этих эвапоритов в заметной мощности происходило лишь на флангах хребта – Ионическом и Левантинском, а в центральной части – Ливийской, уже приподнятой в мессинии, они могли практически отсутствовать, здесь срыв локализовался лишь на нижнем, аптском уровне. Соответственно и ширина хребта минимальна в этом сегменте.

Хребет состоит из надвиговых пластин в основном южной вергентности, но вдоль северного ограничения развиты обратные надвиги в сочетании со сдвигами. Примечательной особенностью хребта является широ-

кое проявление глиняного диапиризма и грязевого вулканизма. Судя по обломкам в сопочной брекчии, их корни достигают аптских глин.

Хотя начало субдукции Африканской плиты под Эгейскую микроплиту относится к олигоцену, начало образования Средиземноморского хребта датируется поздним миоценом, когда юго-юго-восточное – северо-северо-западное направление сжатия сменилось на юго-западное – северо-восточное. Именно в этом направлении происходило сопряженное с ним растяжение в Эгейской впадине.

Собственно *Левантинская впадина* характеризуется меньшими глубинами, чем другие средиземноморские впадины – несколько более 2200 м к юго-востоку от Кипра, что объясняется, видимо, большой мощностью осадочного чехла – 10–12 км, а последняя, в свою очередь, связана с привносом огромной массы обломочного материала рекой Нил, впадающей с юга. Общая мощность коры составляет 19–24 км и, следовательно, на долю консолидированной коры местами приходится порядка 8 км. Исследователи считают, что в центральной части впадины кора относится к океанскому типу. В осадочном чехле уверенно выделяются лишь мощные мессинские и плиоцен-четвертичные отложения, но предполагается, что домессинская часть чехла включает отложения до мезозойских включительно. Сопоставления с континентальной окраиной Леванта и общие соображения позволяют допустить начало формирования впадины в позднем триасе – ранней юре.

Особый интерес представляет возвышенность Эратосфен, расположенная непосредственно южнее Кипра и поднимающаяся с глубины 2000 м до 700 м. Сейсмические данные и бурение доказывают континентальную природу этой возвышенности, очевидно, представляющей обломок Африканского континента. Некоторые признаки указывают на то, что начиная с плиоцена и вплоть до современной эпохи эта возвышенность в процессе субдукции пододвигается под остров Кипр (рис.11-49), и с этим поддвигом связывают начавшееся с этого времени поднятие хребта Троодос на Кипре.

Аналогичную континентальную природу могут иметь некоторые другие возвышенности Левантинского бассейна – Геродота, Флоранс, в частности.

11.5.6. Центральный Иран, Загрос и Макран

Этот сегмент Альпийско-Гималайского пояса лежит уже к востоку от северного выступа Аравийской плиты (рис.11-50). Как отмечалось уже выше (см. раздел 11.5.4), вероятным продолжением северной ветви Неотетиса, следовавшей от зоны Вардара через Северную Анатолию и центральный Малый Кавказ, является сутура по южному ограничению складчатой системы Эльбурса, а к югу от последней в ретроспективе располагался Центрально-Иранский микроконтинент, которому отвечала одноименная микроплита в системе микроплит, находившихся между Евразией и Гондваной.

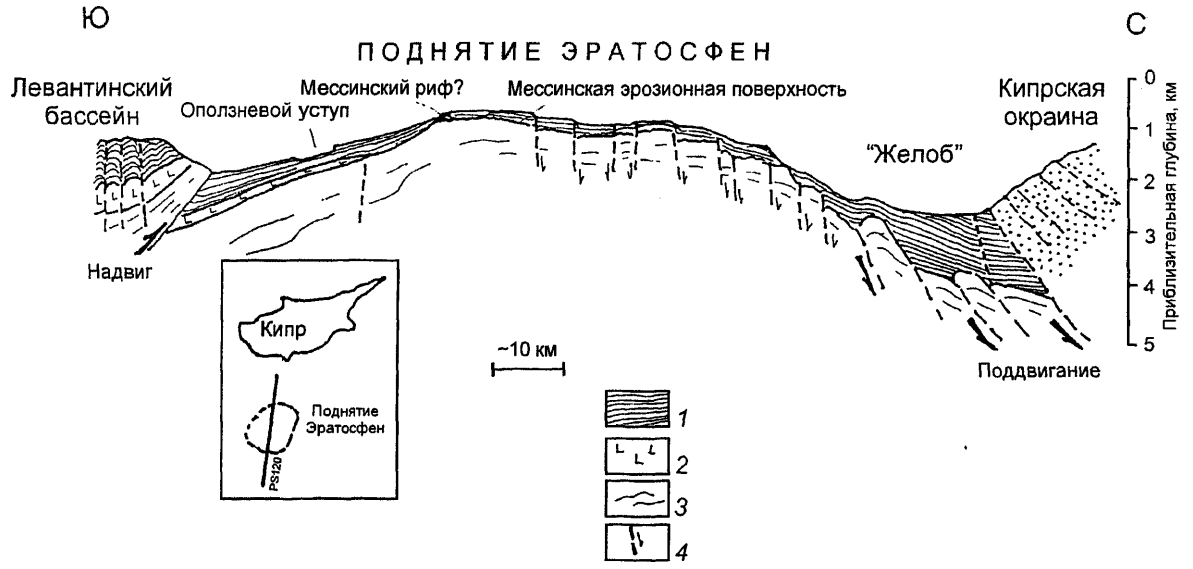


Рис. 11-49. Интерпретация сейсмического профиля через поднятие Эратосфен (по А.Ф.Лимонову)

Северный край поднятия испытывает субдукцию под Кипрскую окраину. Сжатие приводит к современному надвиганию «Левантинской плиты». Из-за сжатия и затягивания под Кипр поднятие выгибается вверх, что отражено в молодых сбросах на его своде. *1* – плиоцен-четвертичные отложения; *2* – мессинские отложения; *3* – домессинские породы; *4* – современные бросы

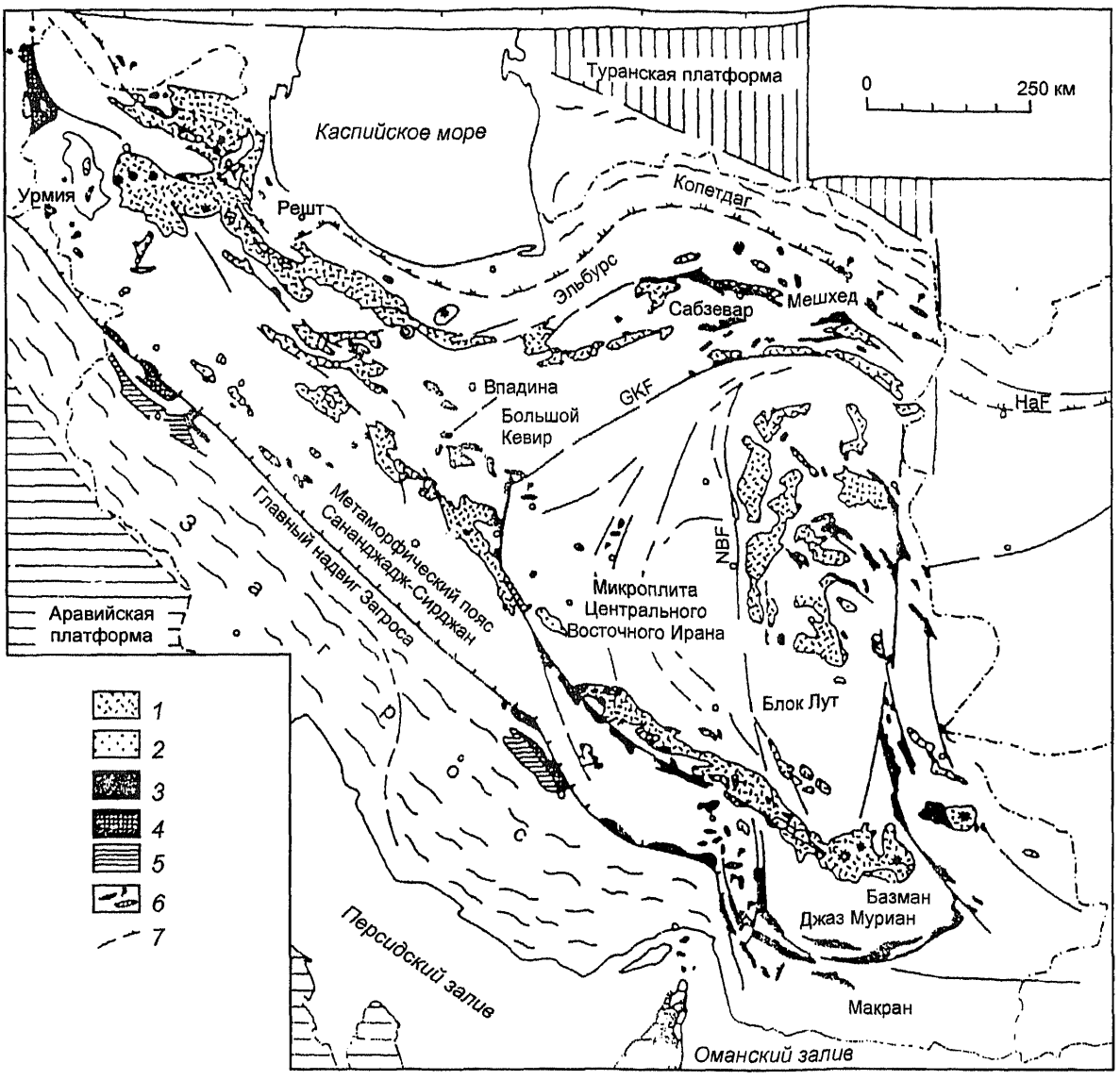


Рис. 11-50. Тектоническая схема Ирана (по М.Давудзаде)

1 – третичные и четвертичные вулканиты (местами включая верхнемеловые); *2* – интрузии гранитов и диоритов, в основном мезозойские и третичные; *3* – верхнемеловые и палеоценовые офиолиты и офиолитовый меланж («цветной меланж»); *4–5* – офиолитовый пояс Загроса–Омана: *4* – мезозойские офиолиты, частично, возможно, более древние, *5* – океанские отложения, в основном радиоляриты и турбидиты; *6* – палеозойские офиолиты подвижных поясов, ассоциированные с палеозойскими метаморфическими комплексами; *7* – Северо-Иранская сутура – палеозойская граница плит. Разломы: GKF – Большого Кевира; HaF – Герирудский; HF – Гиндукушский; NBF – Наин-Бафт

Центрально-Иранский блок обладает позднедокембрийским метаморфическим фундаментом и венд-триасовым платформенным чехлом. Метаморфический фундамент датируется 1100–600 млн лет; он прорван предвендскими гранитами и в общем совершенно сходен с фундаментом Аравийско-Нубийского щита. Мощность чехла составляет 3–4 и местами достигает 8 км. В основании чехла, на уровне венда, залегают кислые вулканиты, а на юго-востоке эвапориты. Остальной разрез состоит из четырех седиментационных циклов, разделенных перерывами и стратиграфическими несогласиями: 1 – верхневендско-ордовикский, 2 – силурийско-нижнедевонский (девон залегает кое-где прямо на фундаменте), 3 – среднедевонско-карбоновый, 4 – пермско-триасовый. В основании циклов местами развиты континентальные красноцветы, а так-

же появляются покровы базальтов, но в основном циклы образованы терригенными и особенно карбонатными шельфовыми отложениями.

Центрально-Иранский блок включает и район южного Закавказья, а на востоке его основная часть ограничивается Больше-Кевирским разломом северо-восточного направления, вдоль которого простирается полоса интенсивно дислоцированного и метаморфизованного палеозоя, значение которой пока не вполне расшифровано. Еще восточнее зона развития верхнемелового офиолитового меланжа отделяет меридионально вытянутый ***Лутский блок***, с востока ограниченный разломом – продолжением Урало-Оманского линеамента, и Восточно-Иранской верхнемеловой-нижнепалеогеновой офиолитовой зоной. Лутский блок, судя по палеомагнитным данным, имеет самостоятельную историю и примкнул к собственно Центральному Ирану лишь к олигоцену. Начиная с позднего триаса в связи с раннекиммерийским диастрофизмом распределение осадков в Центральном Иране стало менее равномерным. В позднем триасе – ранней юре здесь накапливается континентальная угленосная формация, в позднем лейасе она сменяется морскими карбонатно-терригенными отложениями. На титон–неоком приходится перерыв в осадконакоплении, связанный с позднекиммерийским диастрофизмом, а затем наступает трансгрессия с отложением преимущественно карбонатов. Новая регрессия приходится на конец мела – начало палеогена; после нее в эоцене местами снова накапливаются мелководные морские осадки и эвапориты. На Лутском блоке начинается наземный вулканизм среднего–кислого состава, продолжающийся до позднего кайнозоя. В среднем олигоцене-раннем миоцене в Центральный Иран с юга проникает море, в котором осаждаются карбонаты и эвапориты. В среднем–позднем миоцене здесь образовался крупный бассейн с отложением мощной, местами до 6 км, толщи лагунно-континентальных красноцветов и эвапоритов. Центральную часть этого бассейна ныне занимает соляная пустыня Дашт-и-Кевир, где в неогеновые красноцветы внедрены десятки соляных куполов, питающихся эоценовой солью.

Центрально-Иранская микроплита лежит в той же полосе, что и Анатолийско-Таврская «платформа» Турции. На востоке Лутский блок Центрального Ирана ограничен расширяющейся к югу зоной развития верхнемеловых–нижнеэоценовых офиолитов и сопровождающего их флиша. Его юго-западное обрамление образует *вулкано-плутонический пояс Урмия-Базман* (Дохтар) позднемелового-кайнозойского возраста с субщелочными вулканитами от базальтов до риолитов. Образование пояса связывается с коллизией Аравийской и Центрально-Иранской плит. Сам магматический пояс приурочен к границе Центрального Ирана и подвижного пояса того же северо-западного простирания, возникшего на месте южной ветви Неотетиса, протягивающегося сюда из Таврской системы Анатолии. В Иране этот пояс состоит из двух зон – метаморфической зоны Санандадж-Сирджан и складчатой зоны Загроса.

Зона Санандадж-Сирджан характеризуется сложным и еще не до конца понятым строением. Она сложена палеозоем с участием вулканитов, метаморфизованным в герцинскую или раннекиммерийскую эпоху, а также мезозоем и ограничена с юго-запада Главным Загросским надвигом, отделяющим данную зону от зоны Загроса. Надвиг направлен к юго-западу и состоит из ряда чешуй, в которых местами выступают мезозойские офиолиты.

Зона Загроса, которой отвечает хребет протяженностью до 1300, шириной до 250 и высотой до 4,5 км, образована мощным, до 8–10 км, комплексом палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений пассивной окраины Аравийской плиты, смятых в крупные и весьма протяженные (до 350 км!) складки (см. рис. 11-18), постепенно изменяющие простирание от северо-западного до востоко-северо-восточного. В основании осадочного чехла в восточной половине зоны залегает эвапоритовая формация венда – низов кембрия; с ее солями связано образование многочисленных диапировых ядер протыкания, цепочки которых укладываются в линии северо-восточного или северо-северо-западного простирания, очевидно, подчиняясь структурам позднепротерозойского фундамента. В палеозойской части складчатого комплекса имеются крупные перерывы ($O_{2\ 3}$, S_2, $D_{1\ 2}$, $C_{1\ 2}$), пермь залегает трансгрессивно и вместе с триасом представлена в основном карбонатами и отчасти эвапоритами. Вышележащий разрез мезозоя и кайнозоя почти лишен перерывов и состоит из мелководных (за исключением крайнего северо-востока) карбонатных и терригенных отложений, среди которых периодически, в частности в титоне–неокоме появляются эвапориты. В маастрихте–эоцене вдоль северо-восточного края зоны образуется флишевый трог. Характер осадконакопления повсеместно начинает меняться в позднем олигоцене – раннем миоцене – становится еще более мелководным и преимущественно карбонатным, а затем отлагаются мощные эвапориты и красноцветы и, наконец, в позднем миоцене появляются континентальные грубообломочные образования.

Первые деформации в Загросе относятся к концу мела, но они затронули лишь северо-восточную ее часть, где, в частности, произошла обдукция офиолитов. Главные же деформации начались в миоцене и нарастали вплоть до конца плиоцена. Они привели к срыву осадочного чехла со своего основания и к его общему перемещению к юго-западу. Здесь перед фрон-

том складчатой системы в неогене возник Месопотамский передовой прогиб, внутреннее крыло которого было затем дислоцировано и втянуто в общее поднятие Загроса в конце плиоцена. Осевая зона и внешнее крыло прогиба занимает Месопотамскую низменность и северо-восточную часть Персидского залива. Они продолжали погружаться и деформироваться и в четвертичное время. В северо-западном направлении как передовой прогиб, так и сама зона Загроса вырождаются и замыкаются перед сводом Рутба в Сирии – погребенным выступом Аравийско-Нубийского щита.

Обе зоны – Санандадж-Сирджанская и Загросская, по существу, заканчиваются на востоке против Ормузского пролива, обрываясь меридиональными разломами, находящимися на продолжении разлома, ограничивающего с запада Лутский блок. По другую сторону пролива вдается к северу п-ов Оман с его огромным офиолитовым покровом, обдуцированным непосредственно на выступ Аравийской плиты. Обнажающийся в пределах этого выступа фундамент представлен верхнепротерозойскими метаграувакками и метавулканитами, несогласно перекрытыми либо среднекембрийскими известняками и ордовикскими кварцитами, либо непосредственно пермскими карбонатами, начинающими разрез мощной шельфовой карбонатной толщи, заканчивающейся сеноманом. Эта толща согласно сменяется более глубоководными мергелями турона–кампана, вмещающими калькарениты и олистостромы, образование которых непосредственно предшествовало обдукции офиолитового покрова. Кроме собственно автохтона местами выделяется паравтохтон, затронутый чешуйчато-надвиговыми дислокациями и разнообразным региональным метаморфизмом, в том числе эклогит-глаукофановым.

Оманский покровный комплекс имеет протяженность по периметру почти 500 км и ширину 80 км, слагая горы, возвышающиеся более чем на 3 км (рис.11-51). По своим масштабам и по своей обнаженности (в условиях резко аридного климата) он представляет уникальный в своем роде объект. Но, помимо собственно офиолитового покрова, аллохтонный комплекс Омана (рис.11-52) включает подстилающий этот покров *покров Хавасина*, который сложен чрезвычайно интенсивно смятыми в дуплексы и расчешуенными пермско-меловыми отложениями дистальной рифтогенной окраины Африкано-Аравийского континента. В процессе рифтинга, начавшегося в поздней перми – триасе и возобновившегося в титоне–берриасе, эта окраина оказалась расчлененной листрическими сбросами на горсты и грабены; первые покрывались мелководными, в частности рифовыми карбонатами, а во вторых накапливались радиоляриты и карбонатные турбидиты. Сюда же сползали огромные блоки мелководных карбонатов, представляющие ныне примечательную особенность покрова Хавасина. Рифтинг сопровождался излияниями щелочных и толеитовых базальтов.

Вышележащий *офиолитовый покров Семайл* с мощностью, достигающей 14 км, включает не только аналоги океанской коры, но и подстилающие их мантийные ультрамафиты, мощность которых составляет от 5 до 12 км(!). В собственно офиолитовом разрезе присутствуют все стандартные его элементы: 1 – кумулятивная мафит-ультрамафитовая серия (кумулятивные дуниты и перидотиты, слоистые и полосчатые габбро); 2 – верхние, изотропные габбро; 3 – комплекс параллельных даек; 4 – экструзивная серия, преимущественно пиллоу-лавы базальтов, отчасти андезито-базальты и андезиты, а в верхах – щелочные базальты и дациты; 5 – маломощные кремнистые осадки; 6 – секущие поздние малые интрузии от перидотитов через тондъемиты до гранитов. В подошве офиолитов наблюдается зона метаморфитов амфиболитовой фации мощностью в первые сотни метров.

Возраст офиолитов Семайл по фауне радиолярий и изотопным данным определяется как сеноман-раннетуронский. Предполагается, что формирование их началось в условиях спрединга (рис.11-53), а продолжалось в условиях существования внутриокеанской

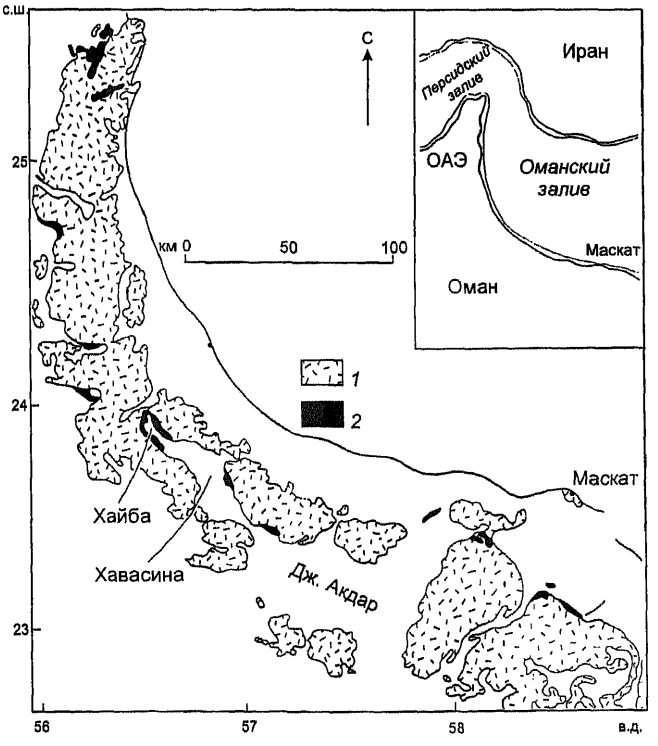


Рис. 11-51. Упрощенная геологическая карта гор Омана (по М.П.Сирлу и Дж.С.Коксу)
1 – офиолиты; 2 – метаморфическая подошва

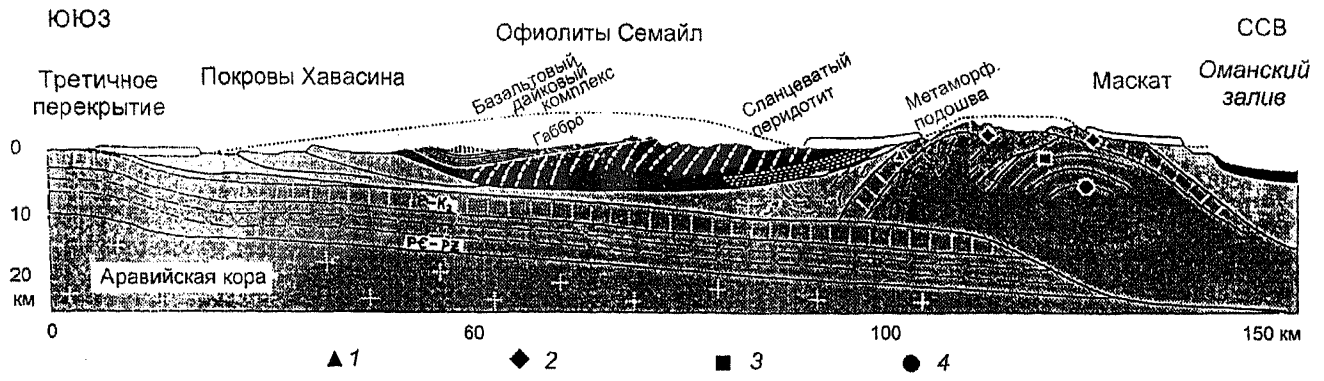


Рис. 11-52. Схематический профиль через Оманские горы (по А.Мишару и др.)

Ранне-позднемеловое Мохо показано в основании габбрового слоя. Крутозалегающая сланцеватость подстилающих перидотитов связана с пертурбациями мантийных течений вдоль трансформных разломов до начала обдукции (срыва будущих офиолитов). 1 – каолинит–хлорит; 2 – Fe/Mn карфилит; 3 – кортландит±гранат; 4 – низкотемпературный эклогит

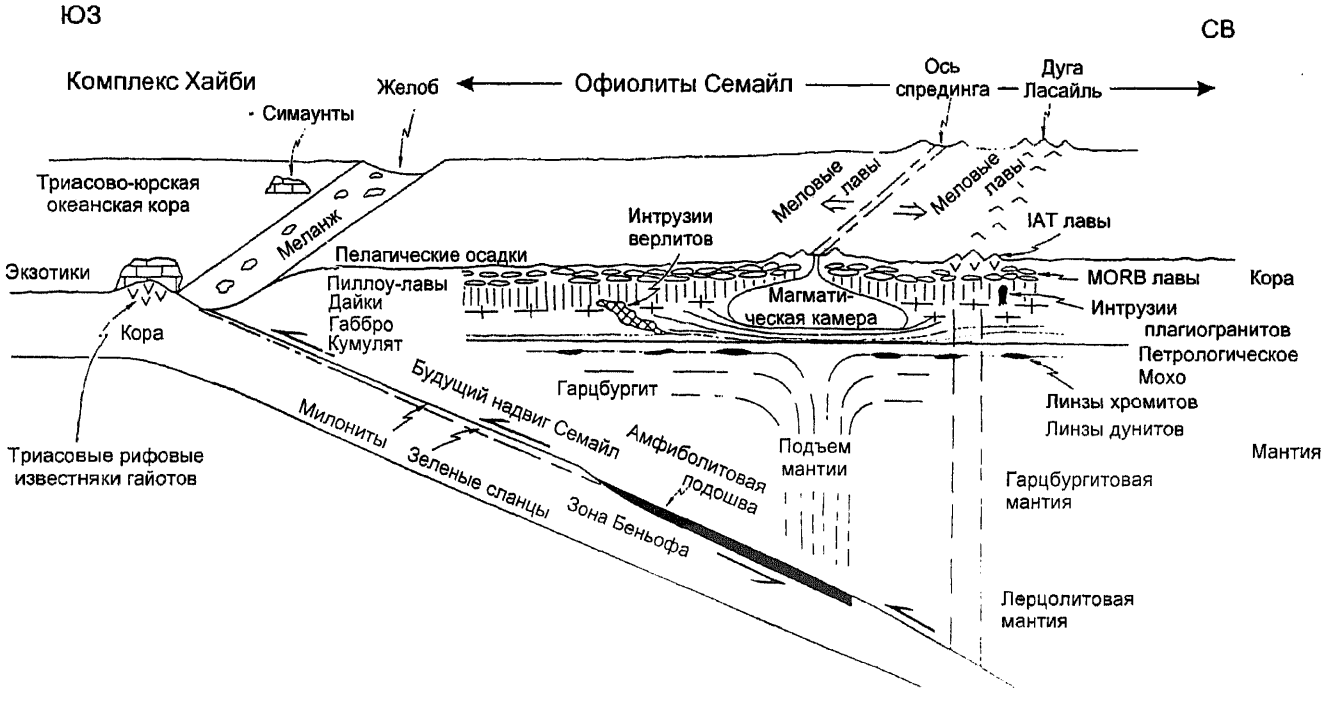


Рис. 11-53. Палинспастическая реконструкция офиолита Семайл непосредственно перед становлением покрова, исходя из модели субдукционной зоны

Нижние MORB-базальты офиолитового комплекса (единица Geotimes) перекрыты незрелыми островодужными толеитами (IAT) (единица Lasarl). Возможно, что граница между этими двумя вулканическими единицами отвечает началу субдукции под офиолиты. В этом случае линии раннего мантийного течения будут относиться к подъему остаточного мантийного гарцбургита под магматической камерой, и на эту текстуру (fabrics) была наложена текстура субдукционно-обдукционного происхождения, отмечающая раннее высокотемпературное скалывание во время процесса становления (emplacement) покрова

зоны субдукции и, возможно, энсиматической вулканической дуги. Вскоре последовало надвигание еще горячей океанской литосферы на окраину континента. Есть основания предполагать, что становлению офиолитов Семайл предшествовала более длительная история развития континентальной окраины Тетиса, начавшаяся еще в поздней юре, что подтверждается установлением позднеюрского возраста офиолитов о-ва Масира, расположенного южнее у восточного побережья Аравийского п-ова (см. раздел 14.1).

Неоавтохтон Омана представлен верхнемаастрихтско-миоценовыми морскими карбонатными и терригенными отложениями и плиоцен-четвертичными молассами. Он выполняет два прогиба – передовой на западе и тыльный – на шельфе Оманского залива.

11.5.7. Афгано-Белуджистанский сегмент

Этот, следующий к востоку сегмент Альпийско-Гималайского пояса имеет своими естественными ограничениями на западе меридиональную зону разломов вдоль ирано-афганской границы, входящую в систему Урало-Оманского линеамента, на севере – Герратский (Герирудский), или Главный Гиндукушский разлом субширотного, а на востоке северо-восточного простирания, на юге Макранскую зону современной субдукции коры Аравийского моря, и на востоке северо-западный край Индостанского кратона, перекрытый передовыми прогибами и надвигами альпийского пояса, здесь представленного Белуджистанской покровно-складчатой системой (рис.11-54).

Герратский разлом, составляющий северное ограничение рассматриваемого сегмента, играет большую роль в строении всего региона и имеет чрезвычайно сложное строение. С конца палеозоя и в течение значительной части мезозоя вдоль него проходила южная граница Евразийской литосферной плиты и входившей в ее состав Туранской молодой платформы.

Большое значение в строении и развитии восточной части данного сегмента Альпийско-Гималайского пояса имеет Чаман-Мукурская левосдвиговая зона северо-северо-восточного простирания. На юге она продолжается в Индийский океан в виде трансформного разлома Меррей, а на севере сочленяется с Герратским разломом, после чего продолжается вдоль западного ограничения Памира, благодаря чему вся зона получила название Афгано-Памирского сдвига. Этот ее северный отрезок соединяет сейсмофокальные зоны Гиндукуша и Памира, из которых первая наклонена к северу, а вторая – к югу.

Собственно Герратский разлом сопровождается с юга так называемой *Банди-Баянской зоной*, которая, по существу, представляет зону приразломного мегаме-

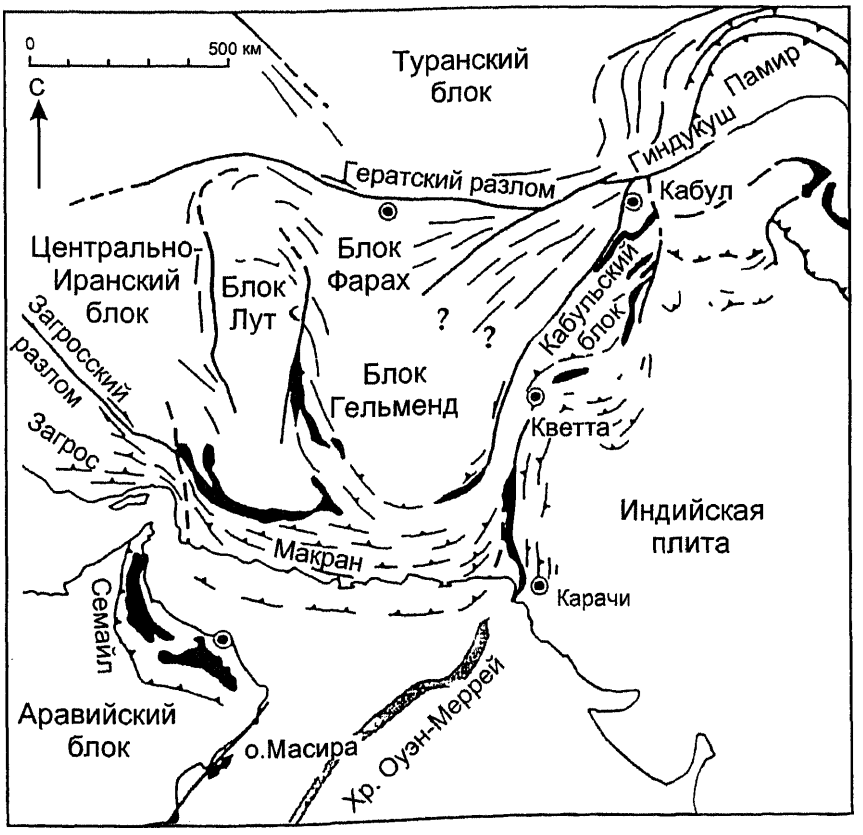


Рис. 11-54. Структурная карта Омана, Пакистана, Афганистана, Ирана и Аравийского моря (по Е.Гносу и др.)

ланжа, в которую вовлечены образования, характерные скорее для Туранской плиты, чем для прилегающего с юга мезозойского подвижного пояса. Это раннедокембрийские гнейсы и кристаллические сланцы, зеленые сланцы верхов протерозоя, карбонатно-терригенная формация нижнего и карбонатная среднего палеозоя, красноцветная грубая моласса верхнего палеозоя (на севере), шельфовые карбонаты верхней юры и мела. Палеоген выполняет прогиб, заполненный пестроцветной лагунной молассой, увенчанной наземной вулканогенной базальт-риолитовой формацией, очевидно рифтогенной. Наконец, непосредственно вдоль Гератского разлома простирается система присдвиговых (pull-apart) узких впадин, заполненных грубой неогеновой молассой.

Банди-Баянская зона полого надвинута к югу на несколько более широкую *Фарахрудскую зону*, имеющую западо-юго-западное простирание и, как и Банди-Баянская, расширяющуюся к западу и пережатую на востоке с приближением к Чаман-Мукурскому разлому. Юго-восточным ограничением Фарахрудской зоны служит Шахрудский разлом, по которому на нее надвинут Центрально-Афганский древний континентальный блок. На востоке Фарахрудская зона вдоль Урало-Оманского линеамента приходит в торцовое сочленение с Восточно-Иранской флишево-офиолитовой зоной. В самой Фарахрудской зоне офиолиты выступают как вдоль ее разломных ограничений, так и в пределах самой зоны из-под мощной сланцевой формации верхнего триаса – нижней и средней юры, содержащей олистолиты пермотриасовых известняков центрально-афганского типа. Толща эта весьма интенсивно дислоцирована, затронута кливажем и местами региональным метаморфизмом до амфиболитовой фации. Она несогласно перекрыта верхнеюрским–неокомским флишем, так же испытавшим значительные деформации. Выше с еще более резким несогласием залегают конгломераты и рудистовые известняки баррема–апта, смятые уже в крупные пологие складки. Эти отложения, в свою очередь, несогласно перекрыты грубой континентальной красноцветной молассой палеогена, на уровне эоцена частично замещаемой андезитовыми вулканитами, с которыми связаны мелкие интрузии среднего и кислого состава.

Центрально-Афганский массив представляет крупную глыбу древней, докембрийской континентальной коры, разделяющую две зоны, заложенные на коре океанского типа – Фарахрудскую, о которой речь уже шла выше, и Тарнакскую на юго-востоке. Сам массив разделен разломом на два блока – Гильмендский, северо-западный, и Аргандабский, юго-восточный. В первом из них обнажается наиболее древний, доверхнепротерозойский фундамент – гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, мраморы, метаморфизованные до альмандин-амфиболитовой фации, мигматизированные и вмещающие интрузии гранитоидов. Галька последних встречена в верхнепротерозойской толще зеленых сланцев, обнаженной в восточной части Гильмендского блока и в Аргандабском блоке. Верхнепротерозойский разрез сложен первично карбонатно-терригенными породами, а в верхах – основными вулканитами. Он дислоцирован в крупные прямые складки, разбитые аналогичными разрывами.

Чехол в Гильмендском блоке имеет девонско-триасовый возраст, в низах (D_3–P_1) карбонатно-терригенного, в верхах (P_2–T) карбонатного состава. В Аргандабском блоке разрез более полный, от венда до юры, с чередованием терригенных и карбонатных (P_2–T_2 и J_3) отложений, и более мощный, до 6–9 км. Он образует крупные пологие складки, на которых несогласно залегают нижнемеловые молассы и вулканиты. Все эти образования в обоих блоках прорваны крупными телами средне- и позднемеловых гранитоидов. Имеются небольшие впадины и грабены, выполненные неогеном. Наиболее примечателен поперечный грабен с разрушенными позднеплиоценовыми стратовулканами.

Тарнакская зона вклинивается с юго-запада между Центрально-Афганским массивом и Чаман-Мукурским сдвигом и к северо-востоку замещается офиолитовым швом. Развитые в ней, в основном в виде меланжа, офиолиты имеют верхнетриасовый возраст, их верхняя часть имеет спилито-диабазовый и песчано-кремнистый состав. Нижний мел представлен обломочными породами, известняками и андезитовыми вулканитами. Вместе с более древними образованиями они интенсивно дислоцированы в середине мела с обдукцией офиолитов на Центрально-Афганский массив и Кабульский блок, прилегающий к северной части Чаман-Мукурского сдвига с востока (см. ниже). Верхнемеловые отложения в Тарнакской зоне маломощные, мелководно-морские терригенно-карбонатные, а палеоген развит ограниченно.

Все перечисленные выше зоны Центрального Афганистана уходят на юго-западе под неоген-четвертичный чехол обширной *Сейстанской впадины.* На юге последней из под этого чехла выступает *Чагайское вулкано-плутоническое поднятие*, сложенное средне- и верхнемеловыми андезитовыми вулканитами с линзами рудистово-мшанковых биогермов, перекрытыми маастрихтскими известняками. Эти вулканиты вместе с аналогичными вулканитами района Кандагара в Тарнакской зоне образуют меловую Чагай-Кандагарскую вулканическую дугу. Крылья Чагайского поднятия сложены туфогенно-аргиллитовым с прослоями нуммулитовых известняков эоценом, собранным в крупные складки, прорванные плутонами гранитоидов. На северной и южной периферии поднятия в миоцене образовались прогибы, заполненные красноцветной молас-

сой. В конце плиоцена вдоль разлома на северной границе северного прогиба возникла цепь андезито-дацитовых вулканов, составляющая восточное продолжение молодого вулканического пояса южной окраины Лутского блока.

К югу от Чагайского поднятия известны выходы офиолитов, которые служат связующим звеном между офиолитами Восточно-Иранской и Тарнакской зон и отвечают внешней по отношению к Чагай-Кандагарской вулканической дуге, образованной на скученном офиолитовом основании в южном обрамлении Центрально-Афганского микроконтинента, зоне.

Далее к югу, в пограничной между Ираном и Пакистаном области *Макран* в широтном направлении простирается широкая аккреционная призма, связанная с зоной субдукции, развивавшейся в течение всего кайнозоя вдоль северной окраины Оманского залива. Северная зона Макрана сложена мощной толщей палеогенового и миоценового флиша, смятой в узкие южно-вергентные, осложненные надвигами складки. В прибрежной части Макрана этот флиш погружается под несогласно залегающую плиоцен-четвертичную молассу. Мощная (до 6–10 км) толща осадков, также смятая в складки, слагает подводную окраину Макрана непосредственно в висячем крыле современной зоны субдукции. Последная намечается по расположению очагов землетрясений, прослеживаемых до глубины 80–100 км, и определению их фокальных механизмов. Эта сейсмофокальная зона наклонена сначала очень полого, а затем испытывает более крутой наклон к северу. Строение Макранской аккреционной призмы осложнено, подобно многим другим таким призмам, проявлениями глиняного диапиризма и грязевого вулканизма.

Макранская зона на западе сливается с южным продолжением Восточно-Иранской флишевой зоны, а на востоке отклоняется к северо-востоку и по другую сторону Чаман-Мукурского разлома находит свое продолжение в *Катавазском прогибе*, расположенном в тылу Белуджистанской (Сулейман-Киртарской) складчатой системы. Этот прогиб выполнен дисгармонично смятым нижнепалеогеновым флишем – его нижняя часть, более тонкоритмичная, смята в узкие складки, а верхняя, более грубая по составу, в широкие синклинали, разделенные гребневидными антиклиналями. Катавазский прогиб выклинивается на севере, в районе Кабула, зажатый между ограничивающими его разломами. Здесь между его окончанием и Чаман-Мукурским разломом расположен небольшой, но своеобразный *Кабульский блок* древней континентальной коры. Нижняя часть кристаллического фундамента блока сложена гнейсами, гранатово-слюдяными сланцами и амфиболитами с прослоями кварцитов и мраморов, метаморфизованными в альмандин-амфиболитовой и даже гранулитовой фации. Породы эти выступают в ядрах гранито-гнейсовых куполов. Радиометрические датировки (K-Ar метод) дали для них явно омоложенные позднепротерозойские значения, но истинный возраст данного комплекса скорее всего раннедокембрийский. Он несогласно, с конгломератами в основании, перекрывается слабее метаморфизованным комплексом, предположительно нижне- или среднепротерозойским. Древнее ядро Кабульского блока с востока и юго-востока окаймляется байкальским комплексом основных вулканитов, габбро и диабазов (офиолитовая ассоциация?), метаморфизованных в глаукофановой фации.

Чехол Кабульского блока, резко несогласно залегающий на докембрийском фундаменте, представлен мощной карбонатной формацией верхнепермско-юрского возраста, перекрытой меловой терригенно-вулканогенной толщей. На эти пологоскладчатые образования тектонически налегает офиолитовый покров, обдуцированный с юго-востока, где вдоль контакта Кабульского блока с Катавазским прогибом протягивается полоса офиолитового меланжа. Покров этот, расчлененный на несколько останцов, частично запечатан нижнепалеогеновыми обломочными отложениями – очевидно краевой фацией катавазского флиша.

Кабульский блок рассматривается рядом исследователей как отторженец Индостанского кратона, западную погребенную границу которого проводят вдоль Чаман-Мукурского разлома. Но возможно и другое толкование – этот блок может быть отторженцем Центрально-Афганского микроконтинента.

Белуджистанская (Сулейман-Киртарская) складчатая система простирается вдоль северо-западного края Индостанской платформы, отделяясь от нее прерывистой полосой передовых молассовых прогибов. На юге она срезается берегом Аравийского моря, а на севере широтным разломом Сароби, по которому на ее северное окончание надвинуто сооружение Кохистана и Хазары, связанное уже с Гималаями. Белуджистанская система общей длиной более 2000 км состоит из двух звеньев – северного, которому соответствует хребет Сулеймановых гор, и южного, выраженного хребтом Киртар. Оба они характеризуются восточной вергентностью и в плане вырисовываются в виде выпуклых к востоку фестонов, на сочленении которых в северо-западном направлении протягивается грабен Сиби, заполненный молассами.

В строении Белуджистанской системы выделяются две зоны: очень узкая и прерывистая Внутренняя (осевая) на западе и значительно более широкая Внешняя на востоке. Внутренняя зона надвинута на Внешнюю; амплитуда шарьяжа достигает в Киртаре 30–50 км, если не более. В надвигании участвуют офиолиты, для которых установлен триасовый и юрский возраст.

Надофиолитовый разрез представлен верхнеюрскими и меловыми пелагическими известняками, радиоляритами, диабазами и их туфами. В позднем кампане – маастрихте карбонаты становятся более мелководными. Осевая зона начинает выступать в качестве поднятия и в палеоцене надвигается на Внешнюю зону. Последняя сложена в основном шельфовыми глинисто-карбонатными отложениями триаса–эоцена пассивной окраины Индостанской платформы общей мощностью от 5 до 9 км. В приосевой зоне намечается переход к более глубоководным осадкам континентального склона, а на границе с шельфом в поздней юре протягивался барьерный риф.

В конце эоцена область осадконакопления перемещается в зону передовых прогибов, состоящую из трех отдельных впадин – Предсулеймановой, Предкартарской и Карачинской, расположенных кулисообразно.

Молассовое выполнение этих прогибов состоит из двух серий – олигоцен–нижнемиоценовой тонкообломочной, мощной и морской на юге, лагунной и далее континентальной на севере, и более грубой и континентальной среднемиоценовой–плиоценовой. На рубеж плиоцена и квартера падает основная эпоха деформаций как Внешней зоны системы, так и внутренних крыльев передовых прогибов. Проявились эти деформации неравномерно – местами развиты довольно узкие складки, осложненные крутыми надвигами, а в других местах складки более широкие и пологие, а разрывы почти вертикальны.

11.5.8. Центральный и Южный Памир, Восточный Гиндукуш, Каракорум и Кохистан

К востоку от только что рассмотренного сегмента Альпийско-Гималайского пояса располагается наиболее высокий и тектонически активный его сегмент, включающий Восточный Гиндукуш, Каракорум, Гималаи и прилегающие к ним Кохистан и Хазару. Западная часть данного сегмента отвечает наиболее далеко продвинутому к северу выступу Памиро-Пенджабского синтаксиса, образованного столкновением Индийской и Евразийской литосферных плит в конце эоцена. Этот выступ ограничен двумя крупнейшими сдвиговыми зонами: левосдвиговой Памиро-Афганской северо-северо-восточного простирания, с амплитудой, превышающей 200 км, и правосдвиговой Памиро-Каракорумской, амплитуда которой оценивается в 300 км. Помимо перечисленных выше сооружений, северная часть выступа включает Памир. Его северная зона уже описывалась нами выше (см. раздел 5.7), а центральных и южных зон придется коснуться в данном разделе после рассмотрения общей зональности сегмента (рис.11-55).

К югу от зоны Северного Памира выделяется зона Центрального Памира, отделенная узкой, но весьма примечательной сутурой – Рушан-Пшартской зоной, от зоны Южного Памира, которая состоит из двух подзон, нередко рассматриваемых как самостоятельные зоны: Юго-Западного и Юго-Восточного Памира. Южнее простирается зона, включающая хребты Восточного Гиндукуша северо-восточного и Каракорума северо-западного простирания. Контакт между этой зоной и Южным Памиром тектонический на юго-западе и постепенный на юго-востоке; они, видимо, принадлежали единой микроплите в системе Мезотетиса. На юге зона Восточного Гиндукуша–Каракорума ограничивается крупным южно-вергентным надвигом – Главным Каракорумским, по которому она граничит с меловой вулкано-плутонической Кохистан-Ладахской дугой. Главный Каракорумский надвиг развился вдоль более древней сутуры, именуемой Шиокской, а южным ограничением Кохистан-Ладахской дуги является так называемый Главный Мантийный надвиг, так же отвечающий сутуре. К востоку от Ладаха эта последняя сутура сливается с Шиокской и их общим продолжением служит офиолитовая зона верховьев рек Инда и Цангпо (Брамапутры). К югу от Главного Мантийного надвига и сутуры Инда–Цангпо простирается уже складчато-покровная система Гималаев, ограниченная, в свою очередь, Главным Пограничным надвигом, по которому она надвинута на молассовые передовые прогибы – Кохат-Потварский на западе, Предгималайский на востоке. Первый из этих прогибов граничит с Индостанской платформой вдоль Главного фронтального надвига. Западная часть Гималаев, к западу от Джеламского клина обычно рассматривается как самостоятельная область *Хазара*; она отделена на востоке широтным разломом Сароби от северного окончания Белуджистанской системы, с которой она образует торцовое сочленение.

Зона Центрального Памира располагается на докембрийском кристаллическом фундаменте, перекрываемом шельфовыми карбонатными ($Є–O_1$, $S–D$, $C_3–T_2$) или терригенными (O_{2+3}, C_{1+2}) отложениями. В раннем–среднем триасе начинается фациальная дифференциация с образованием рифовых построек на поднятиях, а в позднем триасе накапливается мощный флиш. На рубеже триаса и юры проявляется раннекиммерийский диастрофизм, особенно интенсивный на востоке зоны, после чего в первой половине юры отлагаются грубообломочные осадки и происходят излияния лав среднего состава. Во второй половине юры начиная с бата устанавливается спокойный тектонический режим карбонатной платформы, который, однако, прерывается в конце юры новыми значительными деформациями и поднятиями, размыв которых приводит к накоплению нижнемеловой (и сеноманской) пестроцветной лагун-

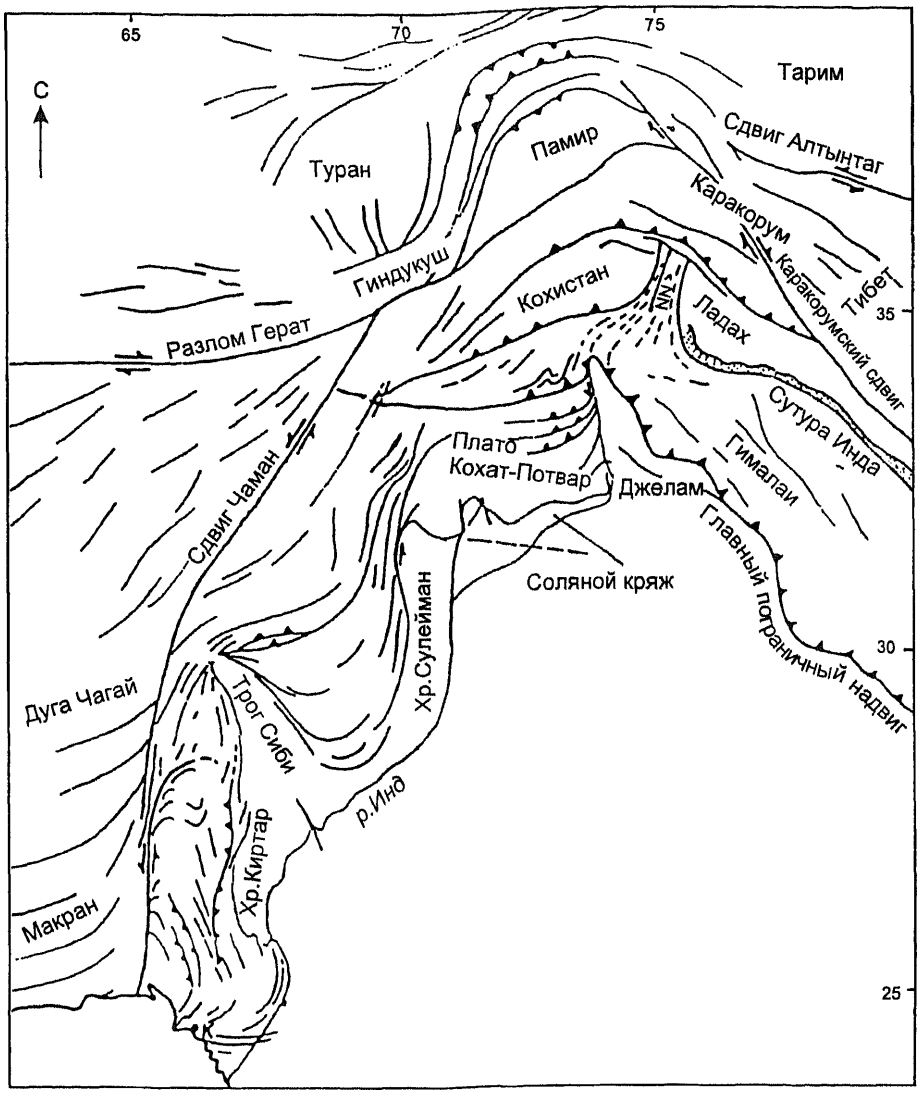


Рис. 11-55. Тектоническая схема района Памирско-Пенджабского синтаксиса (по Р.Тахирхели и М.Хану)

ной и мелководно-морской молассы. Она сменяется мелководной турон-сенонской маломощной терригенно-карбонатной формацией. В палеогене наступает новая фаза поднятий с отложением грубой молассы и довольно интенсивным вулканизмом среднего–кислого состава, который в олигоцене–миоцене сменяется базальтовым и щелочно-базальтовым.

Зона Центрального Памира отделена от Северного Памира южно-вергентным, а от Южного Памира и Рушан-Пшартской зоны северо-вергентным надвигом. Ее внутренняя структура характеризуется сложной и своеобразной покровной тектоникой. Докембрий и слабо метаморфизованный венд–кембрий вместе с более молодым, до палеогена включительно, чехлом выступают в автохтонных или паравтохтонных антиформных окнах, а отложения палеозоя–триаса залегают в виде дисгармонично смятых покровных пластин; в этих дислокациях участвует местами и несогласно залегающая олигоцен-миоценовая моласса, что свидетельствует об альпийском возрасте заключительных деформаций. Предполагается, что покровы смещались с севера на юг, а их корни скрыты под северным пограничным надвигом.

Узкая, не более 20 км, *Рушан-Пшартская зона* занимает пограничное положение между Центральным и Южным Памиром и отличается исключительно сложным строением.

Ее разрез включает терригенную толщу карбона – нижней перми, терригенно-карбонатную с участием радиоляритов и базальтов (спилитов) верхнюю пермь

и триас, несогласно залегающую (на юге) кремнисто-граувакковую с олистолитами палеозойских известняков юру, на которые уже с повсеместным несогласием ложится нижнемеловая пестроцветная моласса. Палеозойско-юрские образования рассматриваются как отложения северного континентального склона рифтогенного бассейна с корой океанского типа в центральной части. Офиолиты, отвечающие ложу этого бассейна, выведены на поверхность в виде небольших фрагментов на юге зоны.

Зона Юго-Западного Памира представляет крупный выступ (Бадахшанский массив) докембрийских, в основном архейских метаморфитов амфиболитовой и гранулитовой фаций, датированных в 2,7–2,4 млрд лет с повторным метаморфизмом на уровне 1,6–1,4 млрд лет. Это разнообразные гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, мраморы, линзы гипербазитов, плутоны гранитоидов, в том числе чарнокитов. Структура, естественно, весьма сложная, с развитием гранитогнейсовых куполов. На периферии массива появляется более молодая докембрийская серия, метаморфизованная в зеленосланцевой фации. Трансгрессивно на докембрийских образованиях залегают терригенные отложения верхнего палеозоя – триаса. Все эти породы прорваны плутонами мезозойско-кайнозойских гранитоидов, раннекиммерийских, позднекиммерийских и альпийских; к последним относится Памиро-Шугнанский батолит. Плутоны кайнозойских гранитоидов, вплоть до миоценовых малых интрузий, известны и в Центральном Памире.

Зона Юго-Западного Памира надвинута к югу на *зону Восточного Гиндукуша*, отделенную от своего западного продолжения Памиро-Афганским разломом. В этой последней зоне развиты верхнепротерозойско-нижнепалеозойские (?) метаморфические сланцы, глинисто-карбонатная формация девона – нижней перми, карбонатная – верхней перми – низов мела. Выше с размывом залегают конгломераты среднего мела, указывая на проявление австрийской эпохи тектогенеза. Об этом же свидетельствует плутон гранитоидов, датированный Rb-Sr методом в 114 млн лет.

На востоке Восточный Гиндукуш смыкается с *Каракорумом* – вторым по высоте после Гималаев горным хребтом планеты (4 вершины восьмитысячники, в том числе К2 – 8611 м). В строении Каракорума принимают участие в основном пермо-мезозойские отложения. В его северной зоне они практически не метаморфизованы, хотя и интенсивно дислоцированы, и эта зона представляет почти непосредственное продолжение *зоны Юго-Восточного Памира*. В этой последней зоне разрез начинается с мощной терригенной формации карбона – нижней перми, сменяющейся кремнисто-карбонатной формацией верхней перми – триаса. Обе они имеют своих аналогов в Северном Каракоруме, но на Памире триас обнаруживает дифференциацию на рифовую и более глубоководную субформации, а в верхнем триасе появляется мощная флишоидная терригенная формация, в Каракоруме же, напротив, устанавливаются условия карбонатной платформы, удерживающиеся местами и в начале юры. Однако и в Каракоруме и особенно на Памире на переходе от триаса к юре проявились деформации и поднятия, которые довольно быстро сменились накоплением карбонатов, продолжавшимся до конца юры (на Памире верхняя юра отделена некоторым несогласием от средней). Новые, более интенсивные поднятия произошли в раннем и среднем мелу, сопровождаясь накоплением грубой молассы. К середине мела относится и внедрение первой фазы огромного Центрально-Каракорумского гранитного батолита; следующие фазы интрузивного процесса относятся к позднему мелу, эоцену и миоцену (пегматиты – 27–25 млн лет).

Южная зона Каракорума, непосредственно прилегающая к Главному надвигу, отличается интенсивно проявленным региональным метаморфизмом, достигающим амфиболитовой ступени. Благодаря этому первичный возраст пород с трудом поддается определению. Возраст метаморфизма и деформаций, приведших к изоклинальной складчатости и куполообразованию, оценивается как весьма молодой – от позднего эоцена до позднего миоцена.

К югу от Главного Каракорумского надвига и к западу от южного окончания Памиро-Каракорумского сдвига простирается *зона Кохистана и Ладаха*, отвечающая среднемеловой энсиматической магматической дуге. Она расчленена на две части выступом древнего кристаллического фундамента, находящимся на острие Пенджабского синтааксиса (см. ниже). С юга дуга ограничена Главным Мантийным надвигом, южно-вергентным, как и Главный Каракорумский. Он обязан своим названием выходу в его висячем крыле ультрамафитов и гранатовых гранулитов, рассматриваемых как основание вулканической дуги. Выше залегают амфиболиты и далее крупнейшее тело габбро-норитов. Образования собственно вулканической дуги – известково-щелочные дифференцированные вулканиты с подчиненными осадками, вмещают также крупный гранитный Кохистанский батолит. Подобно Каракорумскому батолиту, его формирование началось в середине мела и продолжалось отдельными импульсами до позднего миоцена включительно.

Непосредственно к югу от Главного Каракорумского надвига развита зона меланжа, в которой участвуют и офиолиты. Столкновение Кохистан-Ладахской дуги с Каракорумской микроплитой, уже в начале мела вошедшей в состав Евразии, произошло, скорее всего, в конце мела и предшествовало индо-ев-

разийской коллизии, приведшей к образованию Гималаев и поднятию Тибета.

11.5.9. Гималаи

Покровно-складчатая горная система Гималаев (рис.11-56) простирается на расстояние около 3000 км между поперечными долинами рек Инд и Брамапутра, венчаясь десятком пиков, превышающих 8000 м, включая Эверест – Джомолунгму (8846 м). Северным ограничением Гималайской системы принято считать *офиолитовую зону Инда(Ярлунга)–Цангпо (Брамапутры)*, проходящую вдоль верховьев этих великих рек. С севера эта зона сопровождается Трансгималайским гранитно-батолитовым поясом андского типа, возникшим на южном крае Евразийской плиты, здесь представленным блоком Лхаса, позднее вошедшим в состав Тибетского нагорья. Офиолиты зоны Инда–Цангпо отвечают ложу океанского бассейна Неотетиса, начало образования которого здесь относится к раннему триасу, а раскрытие продолжалось до позднего мела включительно.

Северная зона собственно Гималаев именуется *Тетис-Гималаями* или Гималаями Тибета. Ее слагает мощная и практически непрерывная серия осадков от кембрия до нижнего эоцена, в основном отвечающая внешнему шельфу южной окраины Неотетиса. В мезозое, начиная с триаса на западе и востоке, в северной части зоны шельфовые терригенно-карбонатные отложения замещаются флишем, указывая на переход к континентальному склону.

В центральной части зоны флиш появляется лишь в среднем мелу. Разрез, особенно его мезозойская часть, довольно обильно охарактеризован фауной, обнаруживающей значительное сходство с альпийской, что и послужило основанием усмотреть в Гималаях продолжение Тетиса.

Структурный план Северной зоны характеризуется развитием нескольких южно-врегентных тектонических покровов (рис.11-57), возникших в процессе минимум трех фаз деформаций. Наиболее высокое положе-

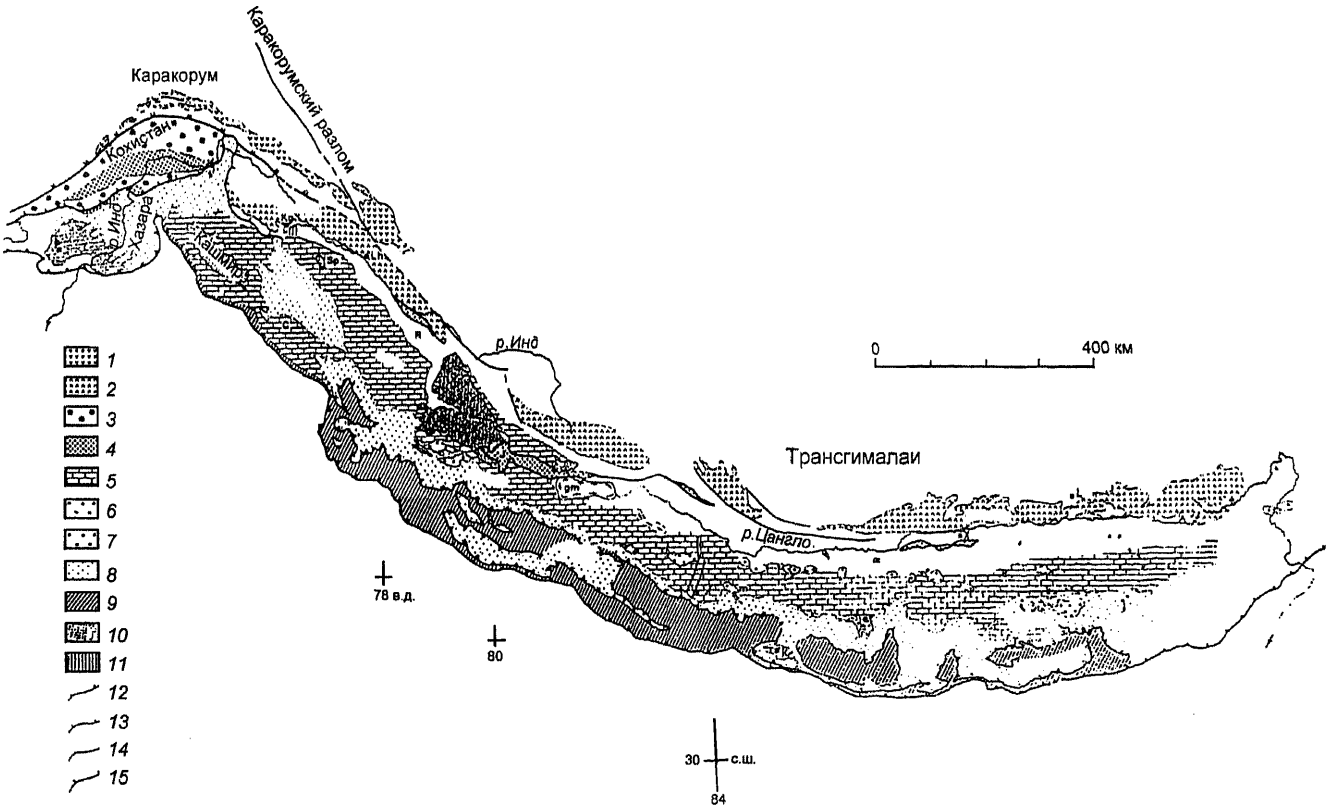


Рис. 11-56. Главные структурные зоны Гималаев (по П. Ле Форту)

1 – Каракорумский батолит; *2* – Трансгималайский батолит; *3* – Кохистанская дуга; *4* – офиолиты; *5* – осадочная серия Тибетских Гималаев; *6* – Северо-Гималайский плутонический пояс; *7* – плутонический пояс Высоких Гималаев; *8* – кристаллический комплекс Высоких Гималаев; *9* – Низкие Гималаи; *10* – плейстоценовые бассейны; *11* – метаморфиты высоких давлений (голубые сланцы); *12* – Каракорумская (Шиок) сутурная зона; *13* – Главный Мантийный надвиг; *14* – Главный Центральный надвиг; *15* – Главный Пограничный надвиг

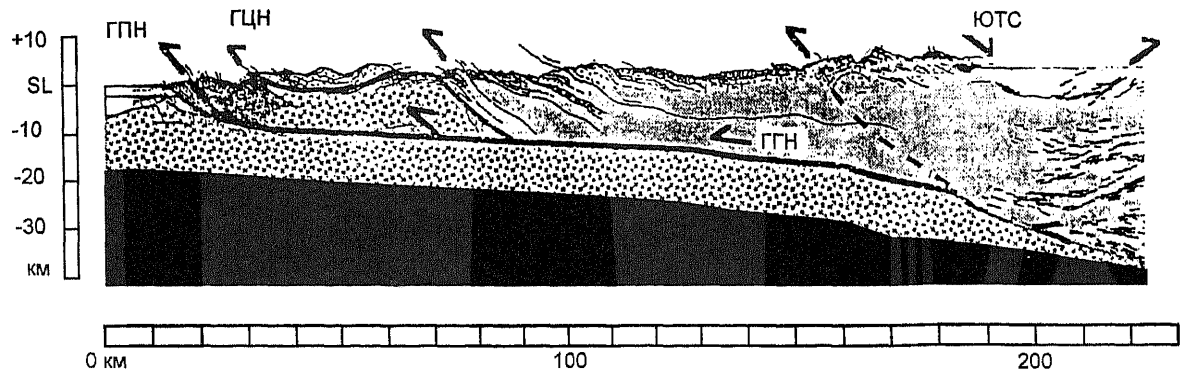


Рис. 11-57. Геолого-геофизический профиль через Гималаи (по Л.Д.Брауну)

ГПН – Главный Пограничный надвиг; ГЦН – Главный Центральный надвиг; ГГН – Главный Гималайский надвиг; ЮТС – Южно-Тибетский срыв. Темным показана нижняя кора Индийской плиты

ние в пакете этих покровов занимают останцы офиолитового покрова, обдуцированного из зоны Инда–Цангпо уже в первую фазу деформаций, распространявшихся с севера на юг. Здесь пакет покровов деформирован в крупные синформные впадины и антиформные поднятия и, кроме того, интрудирован значительным числом гранито-гнейсовых диапировых куполов миоценового возраста. Северный флиш испытал уже в первую фазу деформаций метаморфизм, достигающий зеленосланцевой фации, в то время как в зоне Инда–Цангпо известны эклогиты и глаукофановые сланцы.

На юге зона Тетис-Гималаев примыкает к зоне *Высоких Кристаллических Гималаев*. Граница полого наклонена в сторону первой из этих зон и ранее рассматривалась как стратиграфическая, как налегание фанерозойской осадочной толщи на кристаллический докембрийский фундамент. В действительности она, во-первых, не совпадает с границей докембрия и фанерозоя, поскольку кровля кристаллического комплекса отвечает примерно границе кембрия и ордовика (~500 млн лет), и, во-вторых, эта граница является тектонической и представляет полого падающий к северу сброс, по которому осадочный комплекс смещен, скорее всего гравитационно, уже на стадии подъема Гималайского сооружения. Но это разрывное нарушение несет и черты правого сдвига. С юга зона Высоких Гималаев ограничена крупным южно-вергентным надвигом – Главным Центральным надвигом, вдоль которого она контактирует с зоной Низких Гималаев.

Кристаллический комплекс Высоких Гималаев имеет в основном первично докембрийский возраст, о чем свидетельствуют неодимовые модельные возраста – 1,5–2,2 млрд лет. Однако позднее он пережил еще две фазы метаморфизма, начиная с эоцена и кончая миоценом. По составу это парагнейсы, кварциты, мраморы, а в верхах очковые гнейсы, по которым получен возраст 513 млн лет. Важной особенностью Высоких Гималаев является развитие молодых, миоценовых, плутонов лейкогранитов, рассматриваемых как продукт плавления кристаллической серии вдоль ее тектонической подошвы – Главного Центрального надвига, и подъема к границе кристаллического и осадочного комплексов.

На западном окончании рассматриваемой зоны возвышается огромный антиформный массив Нанга-Парбат с одноименной вершиной 8128 м, сложенной гнейсами, для которых разными методами получены значения возраста 2700–1800, 600–500 и 58–10 млн лет. Массив Нанга-Парбат обтекается Главным Мантийным надвигом, разделяет дугу Кохистан-Ладах на две части и достигает своей северной вершиной Главного Каракорумского надвига.

*Зона Низких Гималаев** простирается к югу от Главного Центрального надвига, но фронт последнего имеет весьма извилистые очертания, благодаря чему он местами достигает южной границы Низких Гималаев – Главного Пограничного надвига, тем самым полностью перекрывая последние, что и происходит на востоке, а также в Непале. Кроме того, впереди Гланого Центрального надвига наблюдаются крупные синформные останцы покрова Высоких Гималаев, амплитуда перемещения которого составляет до 100 км.

Стратиграфический разрез Низких Гималаев существенно отличается от разреза Тетис-Гималаев и близок разрезу чехла Индостанской платформы, северным продолжением которого он и считается. Кое-где в основании этого разреза, в основном верхнепротерозойско-фанерозойского до нижнего эоцена включительно, наблюдаются выходы более древнего кристаллического фундамента с радиометрическими датировками 2,5

* Низкими эти Гималаи могут называться лишь относительно, ибо они достигают высоты 5,5 км (Высокие >6 км!).

(архей), 1,8 (нижний протерозой) и 1,0 (средний протерозой) млрд лет. Но основной разрез, достигающий мощности 6,5 км, начинается верхним протерозоем, представленным эпиметаморфическими сланцами и филлитами, для которых получены датировки 950–765 млн лет. На западе он подстилается более глубоко метаморфизованными первично глинистыми породами с прослоями кварцитов и мраморов и силлами и дайками магматитов основного и кислого состава; это очевидно, уже средний протерозой. Верхний протерозой согласно и постепенно или через конгломерат сменяется кембрием. Все эти образования прорваны на западе гранитным плутоном с возрастом 516 млн лет. Отложения ордовика, силура, девона и нижнего и среднего карбона в Низких Гималаях обладают небольшой мощностью и неповсеместным распространением, а выше с глубоким эрозионным несогласием залегают ледниковые отложения верхов карбона – низов перми, такие же, как и на платформе. Кстати, тиллиты этого возраста известны и в Тетис-Гималаях. Выше в разрезе перми наряду с карбонатами и пелитами на западе, в хр. Пир-Панджал появляются покровы базальтов – траппы, которые рассматриваются как предвестники раскрытия севернее Неотетиса. Нижний и средний триас литологически выражены аналогично верхней перми, в верхнем триасе господствуют карбонаты, в юре и нижнем мелу – глины и песчаники, в верхнем мелу, палеоцене и низах эоцена развиты преимущественно известняки. Все эти отложения деформированы согласно, но метаморфизованы неравномерно – метаморфизм постепенно нарастает снизу вверх в направлении Главного Центрального надвига. Внутренняя структура Низких Гималаев, как и остального сооружения, покровно-надвиговая, но надвиги к югу становятся круче.

На юге Низкие Гималаи вдоль Главного Пограничного разлома надвинуты на *Предгималайский прогиб*, причем на крайнем востоке этот надвиг затрагивает и четвертичные отложения. Прогиб выполнен миоценовой пестроцветной песчано-глинистой лагунной молассой, несогласно залегающей на эоцене, и континентальной грубообломочной плиоценовой молассой, широко известной как Сивалик.

Несколько восточнее поперечной долины Инда молассы образуют на поверхности узкий выступ к северу, который обтекается Главным Пограничным надвигом и отвечает вершине *Джеламского синтаксиса*, повторяющей на юге аналогичный изгиб Главного Мантийного надвига. Западнее происходит расширение до 100 км Предгималайского прогиба, которому здесь отвечает *Кохат-Потварское плато*, ограниченное на юге *Соляным кряжем*, обрывающимся 1000–750-метровым уступом к прилегающей с юга равнине и ограниченным Главным Фронтальным надвигом. В основании разреза Соляного кряжа обнажается мощная эвапоритовая формация, солям которой он и обязан своим названием. Возраст формации, очевидно, вендский, поскольку она согласно перекрыта нижним кембрием. Песчано-глинистые отложения нижнего и среднего кембрия с большим перерывом сменяются ледниковыми образованиями, переходящими вверх в частично морские, терригенные, частично угленосные слои нижней перми и затем в карбонатные отложения верхней перми. Мезозойские отложения развиты преимущественно в западной части плато и кряжа и представлены в основном мелководно-морскими терригенными осадками с богатой фауной; карбонаты появляются в верхнем мелу. Выше трансгрессивно залегает палеоген, местами непосредственно на палеозое. В его составе заметную роль играют известняки; присутствуют гипсы и даже соли. Разрез завершают несогласно залегающие молассы, о которых говорилось уже выше. Мощность моласс превышает 3,5 км, а подстилающих отложений, кроме эвапоритов, значительно меньше.

Внутренняя структура этой части Предгималайского прогиба определяется южно-вергентными складками и надвигами, наиболее интенсивными в северном крыле, близ Главного Пограничного надвига. Складчатый комплекс сорван с докембрийского фундамента по подошве вендских эвапоритов; вторая поверхность срыва проходит вдоль кровли нижней молассы. Деформации затронули всю толщу дочетвертичных отложений, распространяясь с севера на юг. Восточнее структура передового прогиба упрощается, а его платформенное крыло расширяется; мощность осадочного выполнения достигает 7 км.

Помимо Предгималайского прогиба позднекайнозойские молассы выполняют в Гималаях внутригорные впадины, из которых наиболее крупными являются Пешаварская и Кашмирская, расположенные симметрично по обе стороны Пенджабского (Джеламского) синтаксиса.

Формирование Гималайского орогена со времени Э.Аргана связывается с коллизией Индийского кратона и Евразийской плиты. Эта коллизия, по современным данным, началась в конце палеоцена, около 55 млн лет назад, на северо-западе и распространялась к востоку до среднего эоцена включительно (рис.11-58). Но раскрытие Неотетиса в данном регионе закончилось уже к середине мела и субдукция его коры к северу привела к образованию Трансгималайского (Гангдизе) батолитового пояса на южной окраине Тибета (Лхасского блока) и его продолжения в Кохистане. Предполагается, что обдукция офиолитовых покровов на зону Тетис-Гималаев так же могла начаться еще до коллизии. Деформации распространялись с севера на юг. Они достигли первой кульминации в начале миоцена, 25–20 млн лет назад, когда образовался Главный Цент-

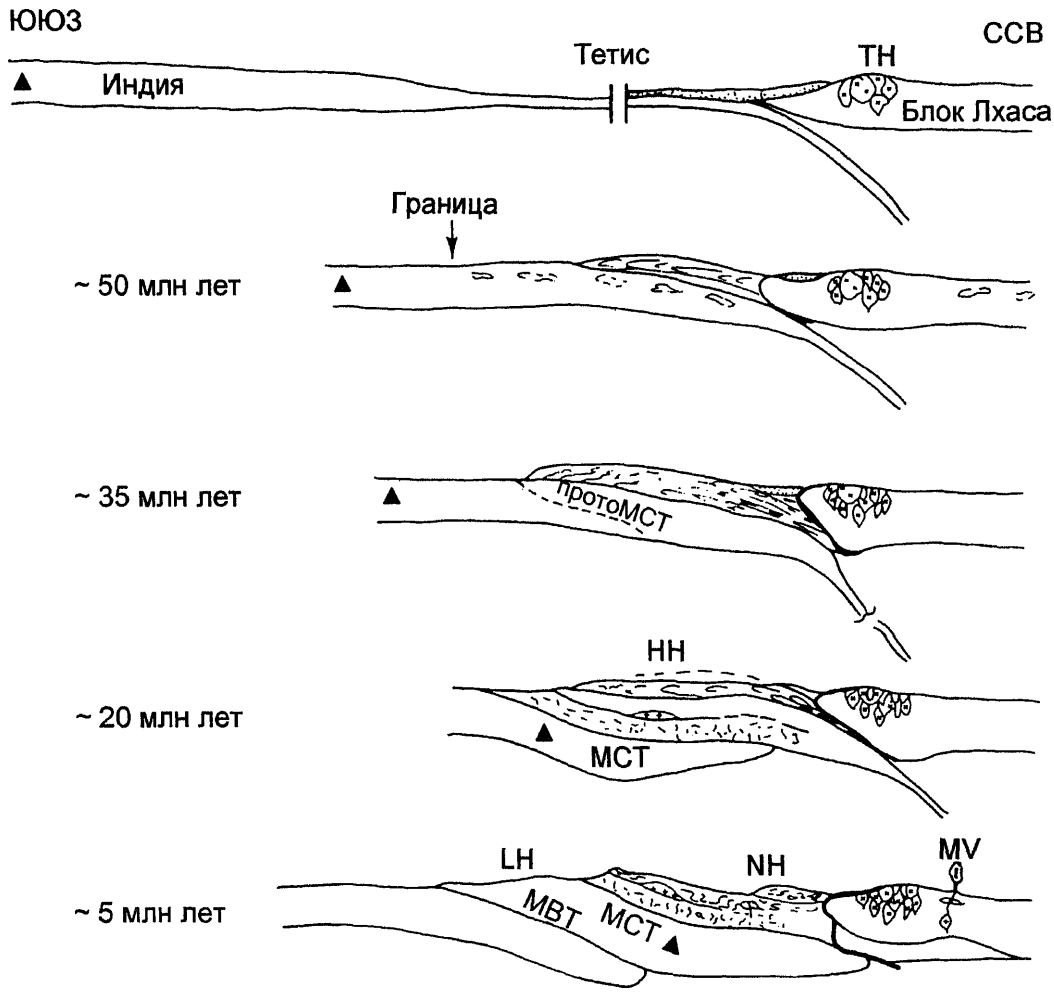


Рис. 11-58. Схема эволюции Гималаев от мезозоя до современности (по П. Ле Форту)

НН - Высокие Гималаи; LH – Низкие Гималаи; МВТ – Главный Пограничный надвиг; МСТ – Главный Центральный надвиг; MV – вулканиты Тибета; NH – Северные Гималаи; ТН – Трансгималаи

ральный надвиг («интраконтинентальная субдукция»), сопровождаясь «обратным» метаморфизмом и становлением лейкогранитных плутонов за счет плавления метапелитов средней коры. Следующий импульс деформаций с началом образования Главного Пограничного надвига имел место в среднем–позднем миоцене, 15–10 млн лет т.н. Главный Фронтальный надвиг, очевидно, еще моложе, он имеет позднеплиоценовый возраст. Гималаи как орографическая единица возникли еще 17 млн лет т.н., судя по продуктам их размыва, переотложенным в Индском и Бенгальском конусах выноса в Индийском океане, но наиболее быстрый подъем они испытали с 8 млн лет т.н. и позднее.

Поперечное сжатие пространства, первоначально занимавшегося Гималаями, оценивается в сотни километров. Оно привело к нагромождению покровов и увеличению мощности коры до 70 км, причем предполагается, что в нем участвует только верхняя кора, а нижняя испытала эклогитизацию и гранулитизацию и приобрела физические свойства, неотличимые от литосферной мантии.

На востоке система Гималаев срезается диагональным северо-западным разломом Мишми, маскирующим ее крутое дугообразное сочленение со следующим сегментом альпийского пояса, начинающимся на севере Индо-Бирманскими цепями (см. следующий раздел).

11.5.10. Бирмано-Зондская система

Эта система, на севере смыкающаяся с Гималаями, представляет крайнее юго-восточное звено Альпий-

ско-Гималайского пояса. Она дугообразно огибает с запада, юго-запада и юга более древние структурные элементы Юго-Восточной Азии, охарактеризованные уже в главе 5, и граничит с Индостанским кратоном, а южнее с Индийским океаном сначала через передовой прогиб (Предараканский), а затем через глубоководный желоб (Зондский). В строении данной системы можно выделить два сегмента – северный континентальный Бирманский и южный – архипелаговый Индонезийский.

Бирманский сегмент (рис.11-59). Восточным пограничным элементом между этим сегментом Альпийско-Гималайского пояса и раннекиммерийской Юньнань-Малайской системой служит уже описанный в 5 главе Синобирманский массив. На западе этот массив ограничен меридиональным правым сдвигом Сагаинг, смещение по которому измеряется в 460 км. В северной Бирме (Мьянме) между этим разломом и краем массива, представленным гнейсовым выступом Могок, имеются выходы юрских офиолитов, частично обдуцированных с запада непосредственно на гнейсы. Очевидно, здесь сдвиг Сагаинг в определенной мере наследует более древнюю офиолитовую сутуру между Синобирманской и Западнобирманской микроплитами, предположительно рассматриваемую как продолжение или гомолог сутуры Банггонг-Нуцзян в Центральном Тибете.

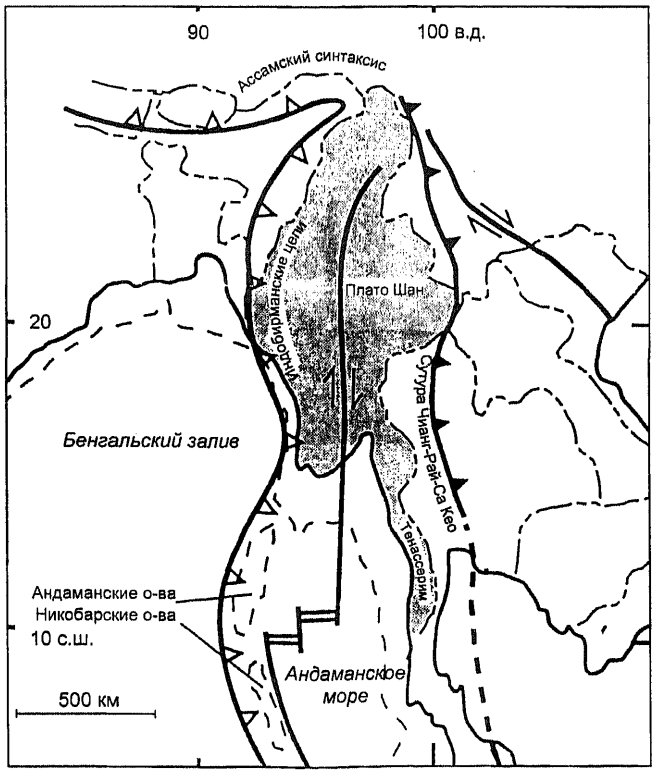


Рис. 11-59. Тектоническая схема Бирмы (Мьянмы) и ее обрамления (по Р.Варга)

Центральная часть Бирмы занята крупной впадиной, расположенной между Синобирманским массивом на востоке и Индобирманскими цепями на западе. Эта впадина расчленена долготной же мел-кайнозойской вулканической дугой на два прогиба, заполненных молассами, из которых западный является по отношению к этой дуге преддуговым, а восточный тыльнодуговым. Молассовая формация в западном прогибе охватывает весь кайнозой, начинаясь маастрихтом и достигает 10 км мощности, подстилаясь в западном крыле альбом и офиолитами. Прогиб этот в основном заполнен наносами палеореки Иравади, современная дельта которой находится на его южном продолжении. Структура прогиба осложнена антивергентными складками и надвигами, подстилаемыми поверхностью срыва по глинам низов палеогена. В восточном прогибе стратиграфический разрез моласс начинается олигоценом, а их дислоцированность более интенсивная, что связано с влиянием смещений по сдвигу Сагаинг.

Индобирманские цепи представляют в основном мощную аккреционную призму весьма сложного строения (рис.11-60), образованную над наклоненной к востоку зоной субдукции Индийской плиты, продолжающейся и в современную эпоху, судя по сейсмической активности. Разрез аккреционного комплекса включает верхнемеловые и палеогеновые отложения в основном флишевого типа. Начиная со среднего эоцена в них появляются офиолитовые олистостромы; офиолиты, кроме того, встречаются в составе меланжа и образуют клиппы. Возраст офиолитов является, скорее всего, позднеюрским–раннемеловым. В строении орогена выделяются и настоящие тектонические покровы, в которых помимо офиолитов участвуют и метаморфические сланцы, гнейсы, гранито-гнейсы, занимающие наиболее высокое гипсометрическое положение. В восточной части системы они образуют самостоятельный выступ, на который с двух сторон надвинут верхнетриасовый флиш и который трансгрессивно перекрыт орбитолиновыми известняками альба.

Основные деформации, определившие структуру Индобирманских цепей, произошли в позднем олигоцене. В это время область осадконакопления сместилась к западу, в передовой прогиб, где мощность осадков достигает 12 км, но она может включать и продолжающиеся сюда отложения чехла склона Индостанской платформы. Во внутреннем крыле прогиба отложения интенсивно дислоцированы, очевидно, со срывом с подстилающего платформенного комплекса.

Южным продолжением Индобирманской системы является *невулканическая дуга Андаманских и Никобарских островов,* по своему строению и развитию прак-

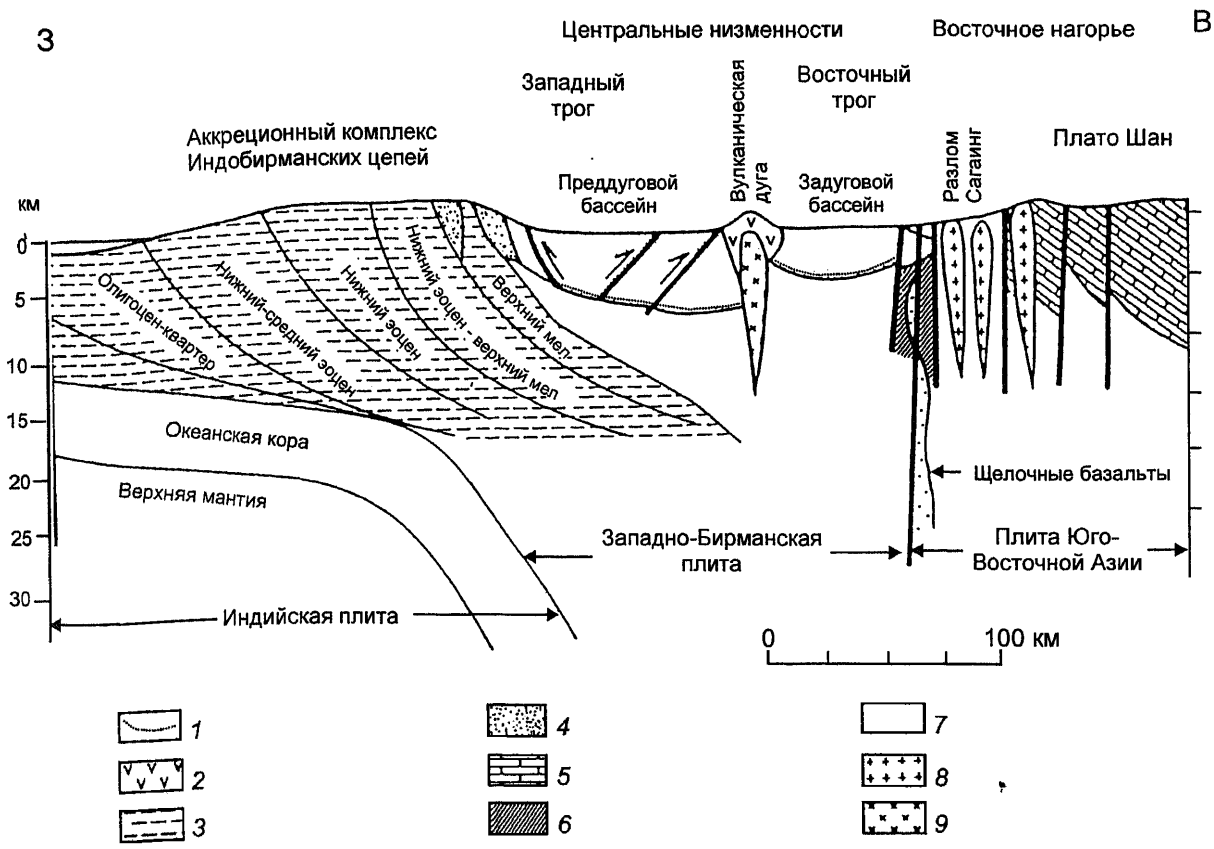


Рис. 11-60. Геологический профиль через центральную Бирму (по Р.Варга)

1 – молассы; *2* – третичные вулканиты; *3* – флиш; *4* – офиолиты; *5* – карбонатные породы; *6* – гнейсы Могок; *7* – континентальная кора; *8* – граниты; *9* – диориты–гранодиориты

тически не отличающаяся от этой складчато-покровной системы, включая присутствие офиолитов и метаморфитов. На востоке, между Андамано-Накобарской дугой и п-овом Малакка, лежит *впадина Андаманского моря*, глубиной несколько более 4 км, подстилаемая корой океанского типа. Эта впадина находится на южном продолжении Центрально-Бирманской; ее северная часть занята конусами выноса рек Иравади и Ситтанг, а в центральной части впадины мощность осадков снижается до 4 км. Здесь выявлена рифтовая долина, отвечающая оси спрединга с повышенным тепловым потоком. Параллельно и симметрично относительно нее простираются линейные магнитные аномалии, начиная с №5 с возрастом 10,8 млн лет, чем определяется начало раскрытия впадины – начало позднего миоцена.

Ось спрединга протягивается в восточно-северо-восточном направлении и пересекается трансформными разломами, из которых самый западный лежит на северном продолжении Центрально-Суматринского сдвига (Семангко), а самый восточный – на южном продолжении сдвига Сагаинг Бирмы. Тем самым по своей тектонической природе Андаманская впадина подобна бассейнам типа pull-apart.

Вдоль западной окраины Андаманского моря прослеживается цепочка островных и подводных андезитовых вулканов, являющаяся соединительным звеном между вулканическими поясами Центральной Бирмы и Суматры. Несколько западнее протягивается разлом, отделяющий Андаманскую впадину от Андаман-Никобарского архипелага и продолжающий разлом, разделяющий Индобирманские цепи и Центрально-Бирманскую впадину.

В свою очередь прямым юго-восточным продолжением Андаман-Никобарской островной дуги служит *дуга Ментавай*, окаймляющая с юго-востока один из крупнейших островов Индонезийского архипелага – о-в Суматру, и отделенная от него проливом глубиной от 2 до 4 км. Архипелаг Ментавай – типичная внешняя невулканическая дуга, сопряженная с вулканической дугой Суматры, выраженной хребтом Баризан с его цепью молодых стратовулканов высотой до 3,8 км.

Пролив между о-вами Ментавай и Суматра соответственно отвечает внешнедуговому прогибу; он выполнен осадками мощностью до 6 км.

На всем своем протяжении дуга, состоящая из Индобирманских цепей, Андаманского, Никобарского и Ментавайского архипелагов, подстилается активной зоной субдукции. Глубина очагов землетрясений возрастает с севера на юг от 150 км под Индобирманскими цепями, 200 км под Андаман-Никобарским архипелагом до более 300 км под о-вами Ментавай и Суматрой, а под Явой эта глубина уже превышает 600 км. Начиная с Андаман-Никобарского архипелага, дуга сопровождается глубоководным Зондским (Яванским) желобом, глубины которого нарастают в том же направлении – от 4 км на севере, против Андаманских островов, и до почти 8 км против Явы.

В структуре *о-ва Суматра* к северо-востоку от длительно (с триаса) развивающегося вулкано-плутонического пояса хр.Баризан, осложненного продольным Главным Суматринским сдвигом, выделяется молассовый прогиб, возникший в олигоцене и заполненный толщей осадков мощностью до 5 км. В основании прогиба залегают мезозойские и палеозойские вплоть до среднепалеозойских образования, преимущественно гранитоиды. Внутренняя структура прогиба характеризуется конседиментационной складчатостью, осложненной глиняным диапиризмом.

На юге Суматра отделена от Явы Зондским проливом, вдоль которого, вероятно, проходит меридиональная зона разлома-сдвига, возможно, протягивающегося сюда от восточной окраины Вьетнама. С этим разломом можно связывать измененеие простирания Зондской дуги, резкое увеличение к востоку глубины сейсмофокальной поверхности, изменение направления субдукции с косого на ортогональное и, наконец,здесь же произошло в 1883 г. грандиозное извержение вулкана Кракатау с образованием гигантской кальдеры. Отсюда, по существу, начинается дуга Банда.

Зондско-Бандский сегмент (рис.11-61) простирается на 4 тыс. км к востоку от Зондского пролива. Он разделяется на два отрезка: относительно прямолинейный западный, Восточно-Зондский, и образующий крутую дугу вокруг моря Банда восточный, собственно *дугу Банда*. Восточно-Зондский субсегмент имеет близширотное простирание и сопровождается с юга продолжением Зондского (здесь Яванского) глубоководного желоба, выклинивающегося к востоку от 122° в.д. перед подводной окраиной Австралийского континен-

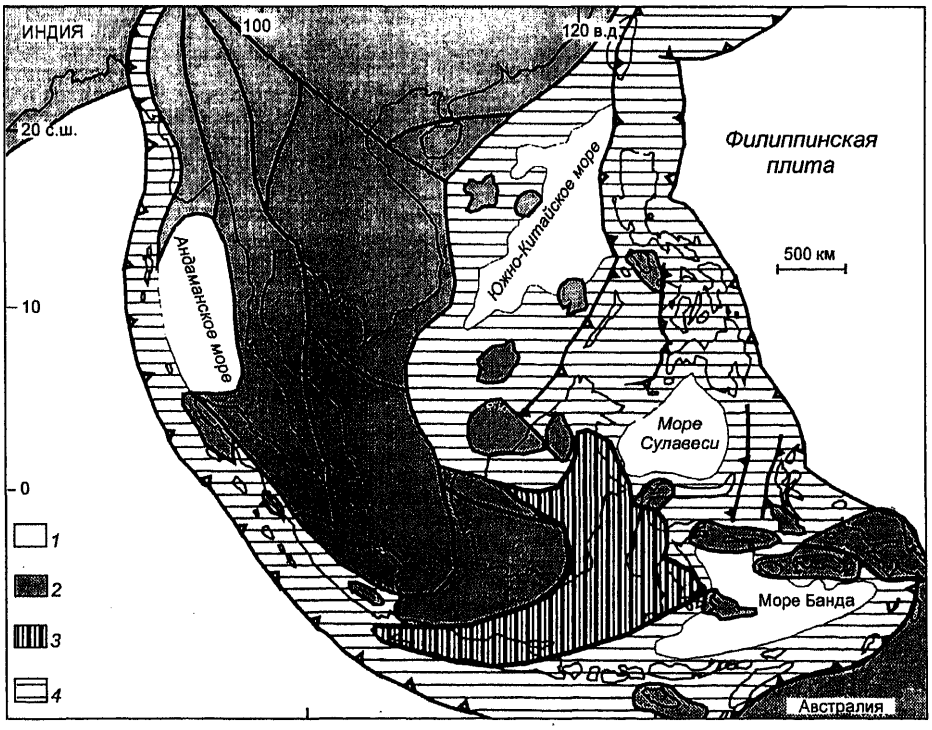


Рис. 11-61. Распределение азиатских террейнов и меловых аккреционно-коллизионных комплексов в Центральной Индонезии (по К.Вакита)

1 – ложе океана; *2* – континенты и микроконтиненты; *3* – меловые аккреционно-коллизионные комплексы; *4* – кайнозойские аккреционные комплексы и вулканические дуги

та и замещаемый системой значительно менее глубоких трогов – Тиморским, Ару и Серамским, расположенных уже на континентальной коре и представляющих, по существу, передовые прогибы Внешней дуги Банда.

В поперечном сечении данного сегмента распознаются в общем те же структурные элементы, что и в южной части Бирманско-Зондского. Внешняя, невулканическая дуга на западе, перед Явой и Бали, выражена лишь подводным хребтом, а в субсегменте Банда целой цепочкой островов – Роти, Тимор, Бабар, Танимбар, Кай, Серам, Буру и более мелких. Особый интерес в этом ряду представляет о.Тимор, являющийся наилучшим современным примером столкновения невулканической дуги с окраиной континента. Структура Тимора отличается крайней сложностью, с широким развитием олистостром и меланжа, и в ней различают как элементы, первоначально принадлежавшие окраине Австралии, так и океанской области. Большая, до 60 км, мощность коры под Тимором заставляет предполагать существование промежуточного микроконтинента, который столкнулся с Внешней дугой в среднем миоцене; за этим последовала уже коллизия с самой Австралийской континентальной окраиной в середине плиоцена. В итоге возникла структура, изображенная на рисунке 11-62. Масштаб поперечного сжатия в процессе коллизии оценивается в 200 км, а субдукции континентальной коры – 100 км. При этом остров испытал значительное новейшее поднятие – плиоценовые коралловые рифы подняты на высоту до 800 м.

Другие острова Внешней дуги Банда построены столь же сложно, как и Тимор. В них так же известны офиолиты, осадочные породы начиная с пермских, метаморфические породы высоких ступеней, очевидно, континентального происхождения.

Внешнюю невулканическую дугу отделяет от внутренней вулканической система внешнедуговых прогибов, выраженная котловинами глубиной от 3 до 7 км (впадина Вебер), зависящей от степени их заполнения осадками.

Особое место в структуре этой зоны занимает расположенный почти поперек нее о.Сумба, представляющий, возможно, обломок древней континентальной коры Сундаленда (см.ниже).

Внутренняя вулканическая дуга прослеживается от Явы до района южнее о-ва Буру, составляя непосредственное продолжение дуги Баризан Суматры. Но в отличие от Суматры, на Яве, видимо, отсутствует древнее кристаллическое основание и наиболее древними породами являются верхнемеловые и палеоценовые, выступающие вместе с офиолитами в составе меланжа, несогласно перекрытого эоценом. Эоцен, олигоцен и низы миоцена сложены обломочными породами, фациально замещаемыми карбонатами, а с середины миоцена начинается вулканическая деятельность, продолжающаяся и в современную эпоху. На соседнем к востоку о-ве Бали уже нет пород древнее миоцена, а к востоку от о-ва Флорес – верхнего миоцена.

В тылу внутренней дуги простирается система впадин, наиболее крупной из которых и глубокой – до 6 км, является крайняя восточная *впадина моря Банда*, вокруг которой и происходит замыкание одноименной дуги. Море Банда подстилается типичной океанской корой, возраст которой в настоящее время принимается как миоценовый.

Северная часть Индонезийского (Малайского) архипелага. К северу от Зондско-Бандской дуги и к югу от Южно-Китайского моря располагается весьма гетерогенная по тектонической природе и истории область, включающая два крупных острова – Калимантан и

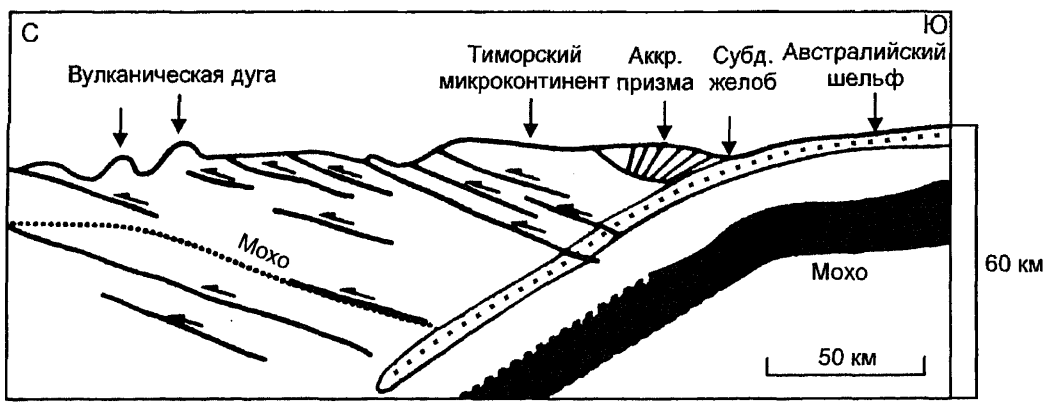


Рис. 11-62. Схематический структурный профиль через ороген Банда, основанный на интерпретации глубинных сейсмических профилей BANDA (по А.Ричардсону и Д.Бланделлу)
Осадки австралийского шельфа показаны точками, высоко отражающая нижняя кора – черной заливкой

Сулавеси, отделенные от западной части дуги мелким Яванским морем и от Филиппин глубокими морями Сулу и Сулавеси, разделенными вулканическими архипелагами, соединяющими структуры Калимантана и Сулавеси со структурами Филиппин.

О-в Калимантан (Борнео) представляет коллаж из нескольких структурных элементов. Наиболее древним является геоблок юго-западного Калимантана с горами Шванер. Здесь на поверхность выступает комплекс кристаллических сланцев, перекрытый верхнепалеозойскими мелководно-морскими обломочными, карбонатными и вулканическими образованиями, юрско-меловым терригенным флишем, известняками и известково-щелочными вулканитами. Эти образования вмещают плутоны гранитоидов – позднеюрских и в основном меловых (153–65 млн лет).

Геоблок Шванер служит вероятным окончанием микроконтинентальной зоны западного Индокитая, описанной в разделе 5.7. С севера и юго-востока он ограничен зонами меланжа, из которых северная протягивается к северо-западу, к о-вам Натуна в Южно-Китайском море.

Северная зона меланжа отделяет массив Шванер Юго-Западного Калимантана и наложенный на его северный склон позднеэоценовый–миоценовый молассовый прогиб, от *зоны Сибу* северо-западной части острова. Эту зону слагает аккреционная призма мелового–нижнепалеогенового флиша, сопряженная с магматической дугой гор Шванер и возникшая над зоной субдукции океанской литосферы к югу. Эта призма была дислоцирована перед поздним эоценом в результате коллизии с северным континентом Саравак. В олигоцене–раннем миоцене в пределах последнего возник молассовый прогиб, большая северо-западная и северная часть которого лежит уже в Южно-Китайском море, где глубина прогиба превышает 9 км. На северо-западе этот *Саравакский прогиб* сочленяется с Меконгским прогибом, а на северо-востоке простирается параллельно домиоценовому Палаванскому желобу (см. раздел 5.7). Перед поздним миоценом юго-восточный борт прогиба испытал интенсивные деформации северо-западной вергентности, а в его центральной части возникли гребневидные складки, осложненные глиняными диапирами и грязевыми вулканами; деформации здесь продолжаются и в современную эпоху.

В северной части Калимантана-Борнео довольно широко проявился кайнозойский постколлизионный магматизм вплоть до образования плиоценового гранитного батолита, слагающего высшую точку острова – г. Кинабалу (4114 м).

На крайнем северо-востоке острова, в малазийском штате Сабах, вырисовывается выпуклая и, очевидно, надвинутая к юго-западу миоценовая вулканическая дуга, подстилаемая меловыми офиолитами. Северо-западный конец этой дуги увязывается со структурой южной половины о-ва Палаван, юго-восточный находит свое продолжение в *вулканическом архипелаге Сулу*. Эта вулканическая дуга соединяет о-в Борнео с о-вом Минданао (п-овом Замбоанга) Филиппин и разделяет глубоководные котловины морей Сулу и Сулавеси. С юго-востока ее подстилает недавно отмершая зона Беньофа.

Глубоководная *впадина моря Сулу*, расположенная между о-вом Палаван на западо-северо-западе, Борнео на юго-юго-западе, одноименным архипелагом на востоко-северо-востоке и Филиппинами на северо-востоке, достигает 4,5-километровой глубины и подстилается океанской корой мощностью в 7–9 км. В северо-восточной окраине впадины вдоль филиппинского острова Негрос протягивается короткий одноименный глубоководный (>5 км) желоб, возникший над активной и в современную эпоху зоной субдукции, наклоненной под о-в Негрос. Вдоль западной окраины моря Сулу параллельно о-ву Палаван протягивается подводная *вулканическая гряда Кагаян*. Предполагается, что ее образование в конце раннего миоцена было связано с субдукцией вдоль Палаванского желоба. Сам о-в Палаван представляет в этом случае останец внешней невулканической дуги, а прогиб между ним и палеодугой Кагаян отвечает внешнедуговому прогибу. Сама впадина моря Сулу должна была образоваться в начале среднего миоцена в тылу дуги Кагаян.

Вулканическая дуга Сулу, как отмечалось выше, отделяет впадину моря Сулу от лежащей юго-восточнее более крупной *впадины моря Сулавеси*. Последняя ограничивается на западе побережьем о-ва Калимантан и замыкается на юге и востоке *вулканической дугой Сангихе*, соединяющей Северный полуостров о-ва Сулавеси с п-овом Давао о-ва Минданао Филиппин. Дно впадины Сулавеси находится на глубине 5,0–5,5 км и подстилается океанской корой, в которой выявлены линейные магнитные аномалии предположительно эоценового возраста. По построениям Р.Холла, впадина Сулавеси возникла между поздним эоценом и средним олигоценом в тылу субширотной зоны субдукции и вулканической дуги, включающей будущий Северный п-ов Сулавеси и восточную (ныне южную) часть Филиппинского архипелага. В эту эпоху впадина Сулавеси должна была представлять западное продолжение Филиппинской впадины и иметь общую с ней ось спрединга восточно-северо-восточного простирания.

На северо-востоке и юге моря Сулавеси простираются зоны субдукции, выраженные на поверхности глубоководными желобами – вдоль о-ва Минданао в первом районе и Северного п-ова Сулавеси во втором. Первый желоб – Котабато – находится на продолже-

нии желоба Негрос на востоке моря Сулу, а зона субдукции пересекает в промежутке основание п-ова Замбоанга на о-ве Минданао.

Остров Сулавеси, третий по величине в Индонезийском архипелаге, имеет весьма оригинальную, в виде буквы «К», конфигурацию, являющуюся результатом сложных коллизионных процессов. В первом приближении более прямолинейный Западный Сулавеси представляет вулкано-плутоническую, а Восточный – невулканическую дугу, столкновение которых, датируемое концом олигоцена, и привело к образованию прототипа современного острова. Однако действительная картина сложнее.

В строении Западного Сулавеси участвует доверхнемеловой меланж, включающий метаморфиты предположительно верхнепалеозойского–триасового возраста, нижнепалеогеновый флиш, среднеэоценовые–среднемиоценовые мелководно-морские карбонатно-обломочные отложения, позднемиоценовые–плиоценовые вулканиты и гранитоиды. На севере простирание этой части острова сменяется на широтное и затем северо-восточное – п-ов Северный, который находит свое продолжение в вулканическом архипелаге Сангихе (см. выше).

В строении Восточного Сулавеси основная роль принадлежит офиолитам, в основном в виде меланжа. Возраст офиолитов меловой–раннепалеогеновый. Известны также верхнепалеозойские(?) метаморфиты, глубоководные и мелководные отложения того же возраста, выступающие в виде тектонических чешуй восточной вергентности и, наконец, неогеновые молассы. На перемычке, соединяющей Восточный и Западный Сулавеси выступают глаукофановые сланцы и серпентинитовый меланж. К северу от нее отходит п-ов Восточный, продолжающийся подводным хребтом Майю Талауд, параллельным хребту Сангихе, но невулканическим, с офиолитовым меланжем, обнажающимся на отдельных островах, увенчанных поднятыми коралловыми рифами.

К Восточному и Юго-Восточному полуостровам Сулавеси примыкают с востока небольшие острова совершенно чуждого им строения и истории – соответственно, Бангаи и Сула и Бутон. Эти острова с их платформенными отложениями рассматриваются как отторженцы микроконтинента австралийского происхождения, основная часть которого сохранилась восточнее на п-ове Фогелькоп Новой Гвинеи. Главную роль в отчленении этих фрагментов и их продвижении к западу сыграл протягивающийся с этого полуострова к центру Сулавеси крупный левый сдвиг Соронг, амплитуда смещения вдоль которого могла достигать 900 км. «Шпора Сула» сыграла, видимо роль индентора, способствовавшего коллизии Восточного и Западного Сулавеси.

О-в Сулавеси отделен в настоящее время от о-ва Калимантан Макассарским проливом. Последний представляет собой относительно молодой рифт, предположительно возникший на продолжении оси спрединга морей Филиппинского и Сулавеси, но без полного разрыва континентальной коры. Во второй половине миоцена со стороны Южного Сулавеси произошло надвигание складчатого комплекса, включающего и доверхнемеловые образования, объясняемое коллизией микроконтинента австралийского происхождения. Поскольку изотопно-геохимические данные по неогеновым магматитам Южного Сулавеси указывают, что их источником было плавление древней, протерозойско-палеозойской сиалической коры, предполагается, что эта коллизия выразилась в обдукции офиолитов и субдукции австралийской коры Сулавеси с последующим плавлением последней.

С западной стороны на отложения, слагающие дно Макассарского пролива, также надвинуты неогеновые молассы впадины Кутей Восточного Калимантана. Так что в современной структуре Макассарский пролив имеет структуру рампа, а не рифта.

К югу от впадины Кутей на Юго-Восточном Калимантане в северо-северо-восточном направлении протягивается *хребет Мератус*, отделенный от древнего массива Юго-Западного Калимантана позднеэогеновым прогибом Барито. В ядре поднятия хр.Мератус обнажается серпентинитовый меланж с участием перидотитов, зеленых и глаукофановых сланцев, радиоляритов и среднемеловых пелагических известняков. Он прорван(?) монцонитами и андезитами и несогласно перекрыт эоценом.

Поднятие хр. Мератус и сопровождающие его прогибы с тем же юго-западным простиранием продолжаются в Яванское море и, видимо, сочленяются со структурами Явы. В пределах самого Яванского моря продолжение прогиба Барито сменяется западнее сводом Каримунджава с маломощным кайнозойским осадочным чехлом и неглубоко залегающим гранитно-метаморфическим фундаментом, сопоставляемым с фундаментом юго-западного Калимантана. Отсюда следует вывод, что центральная и западная части Яванского моря, как и этот геоблок, принадлежат обширной позднемезозойско-кайнозойской платформе, получившей в литературе название Сундаленда (от шельфа Сунда).

11.6. Основные этапы развития пояса

Альпийско-Гималайский пояс формировался на протяжении мезозоя и кайнозоя и поэтому анализ его эволюции следует начинать с конца палеозоя. В это время завершился герцинский орогенез и возник супер-

континент Пангея. Южный фронт герцинского пояса в восточном полушарии простирался в современном структурном плане в близширотном направлении через северо-западную Африку – вдоль Южно-Атласского разлома, Сицилию, огибал Адриатический выступ Гондваны и продолжался в Северную Анатолию, крайний север Ирана, вдоль Гератского резлома в Афганистане, южных окраин Северного Памира, Куньлуня, Циньлиня и далее через Корею выходил к Палеопацифику.

Гондвана к западу от меридиана Вены и Туниса в позднем палеозое и первой половине мезозоя до батского века юры была прочно спаяна с Лавразией в составе Пангеи, но далее к востоку ее южный край, пересекая экватор, все дальше отклонялся к югу, а затем, за 30-м градусом южной широты поворачивал в широтном направлении. В состав северной окраины Гондваны в конце перми – начале триаса еще входили Центральная Анатолия, Центральный и частично Северный Иран с крайним югом Закавказья, Центральный и Южный Афганистан, Тибет с Западной Юньнанью, Синобирманский массив и его южное продолжение в Малайе и на Суматре. Принадлежность этих блоков, начиная с тибетских, Гондване доказывается присутствием раннепермских тиллитов и глоссоптерисовой флоры. Таким образом между Восточной Лавразией и Восточной Гондваной в конце палеозоя – начале мезозоя существовал обширный залив – реликт Палеотетиса, открывавшийся в Палеопацифик. Существование этого залива подтверждается палеомагнитными и палеобиогеографическими данными. Но в его северо-восточной части в качестве самостоятельных континентальных блоков присутствовали Северный Китай с Таримом и Алайским микроконтинентом Тянь-Шаня, Южный Китай (Янцзы), Индосинийский массив. В поздней перми они характеризовались специфической флорой, получившей название катазиатской, а также фауной брахиопод. Лавразийская окраина Палеотетиса была активной, гондванская – пассивной. Ее северо-западная часть, в дальнейшем вошедшая в состав Альпийско-Гималайского пояса, отличалась широким развитием карбонатов, поскольку находилась в приэкваториальных широтах.

Уже в середине перми начали проявляться процессы рифтинга, которые привели к откалыванию от северо-восточной окраины Гондваны полосы микроконтинентов, от Адрии до Сибумасу*, которая получила от Дж.Шенгёра утвердившееся за ней название Киммерийского континента. Это привело к расщеплению реликтового Палеотетиса на два океана, именуемых несколько по-разному. Северный из них еще продолжают называть Палеотетисом, а южный называют либо Мезотетисом, либо уже Неотетисом (рис.11-63). На мой взгляд, правильнее называть первый «*Мезотетис I*», а второй – «*Мезотетис II*». Раскрытие этого последнего в перми и триасе коррелировалось с закрытием первого, основной ствол которого проходил от Северной Добруджи через Горный Крым, южный склон Большого Кавказа и Туркмению в Северный Афганистан, Центральный Памир и далее вдоль южного склона Куньлуня. Восточнее одна ветвь, сохраняя широтное простирание, следовала вдоль южного склона хр.Циньлин и продолжала разделять Северный и Южный Китай, другая отходила к югу вдоль западного края блока Янцзы и затем снова расходилась на две ветви, из которых главная продолжалась в Лаос и Малайю, а побочная вклинивалась между Южным Китаем и Индосинией.

К концу триаса все эти ветви закончили свое существование в результате коллизии ограничивавших и разделявших их континентальных блоков. Эта эпоха орогенеза известна в Европе как раннекиммерийская, а в Азии как индосинийская. В Азии она привела к существенному разрастанию континента за счет причленения Северного Тибета, Синобирмании с ее западными и южными продолжениями, Южного Китая (Янцзы), Индосинии. Континентальная кора распространилась в область современных шельфов Южно-Китайского и Яванского морей и Юго-Западного Калимантана, создав так называемый Сундаленд.

По совершенно иному сценарию между тем развертывались события в Европе. В среднем триасе на крайнем востоке Альп и юге Западных Карпат возник узкий бассейн с океанской корой, получивший название «*океана Мелиата*». Спрединг в нем продолжался недолго, но бассейн все же просуществовал до середины мальма, исчезнув вследствие субдукции к северу. Далеко ли этот бассейн продолжался к востоку и как именно, остается точно не известным – есть вариант – через Северную Анатолию и север Закавказья в Туркмению. Достоверно не известно также, был ли он связан с Вардарским бассейном хотя бы через трансформный разлом. Точное время образования «Вардарского океана» тоже не определено – оно может быть позднетриасовым или раннеюрским, а максимум спрединга приходится на доггер. Восточное продолжение зоны Вардара усматривается, как отмечалось выше, в зоне Измир-Анкара-Эрзинджан и в Севано-Акеринской зоне Малого Кавказа, а для последнего имеются данные о позднетриасовом времени начала спрединга. Закончился же последний на всем протяжении бассейна в середине мела; в течение всей юры и раннего мела это был основной ствол Тетиса (Мезотетиса). Офиолиты, трассирующие этот бассейн, прослеживаются до Северо-Западного Ирана и исчезают к югу от Эльбурса, если

* Аббревиатура Сибумасу, предложенная так же Дж.Шенгёром, объединяет Синию, Бирму (Burma – *англ*), Малайю и Суматру.

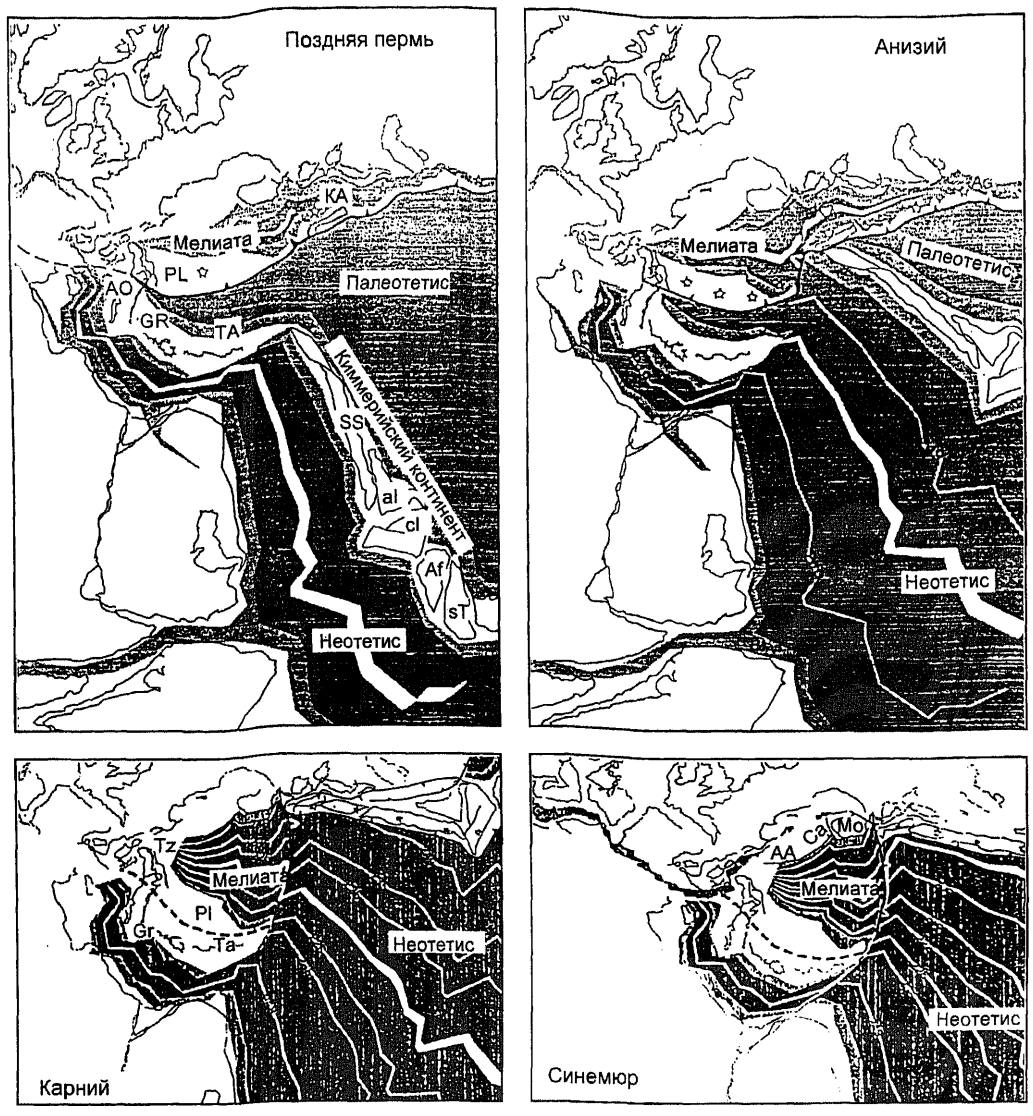


Рис. 11-63. Реконструкции Западного Тетиса (по Ж.Штемпфли и др.)

AA – Австроальпийские покровы; Af – Центральный Афганистан; Al – Эльбурс; Ca – Карпаты; cI – Центральный Иран; Gr – автохтон в пределах Греции; Ka – океан Каракая; Mo – Мёзия; Pl – Пелагонийский террейн; sT – Южный Тибет; Ta – Тавр; Tz – Тиссия, BD – Бейдаглары; Sem – океан Семайл. Звездочками показаны вулканические дуги, жирным пунктиром – сутура Палеотетиса и приуроченные к ней эписутурные бассейны (Будва, Пиндос)

не считать офиолитов Сабзевара к юго-востоку от последнего. По другую сторону Урало-Оманского линеамента вероятным продолжением Мезотетиса является Фарахрудская зона Афганистана и ее смещенное по Памиро-Афганскому сдвигу памирское продолжение – Рушан-Пшартская зона, а еще дальше к востоку, в Тибете – зона Банггонг-Нуцзян между Северо- и Южно-Тибетскими массивами (Цзянтан и Лхаса). В Фарахрудской зоне доказано начало образования океанской коры в позднем триасе, т.е. тогда же, когда и западнее. Но замыкание восточных бассейнов произошло уже в конце юры – начале мела (в Фарахрудской зоне не позднее апта), в позднекиммерийскую эпоху орогенеза, т.е. раньше, чем на западе, где спрединг продолжался (вполне возможно, с перерывами) до начала позднего мела, а обдукция офиолитов и основные деформации произошли (в Анатолии и на Малом Кавказе) в раннем сеноне.

Юго-восточным продолжением данного бассейна Мезотетиса большинство исследователей считает офи-

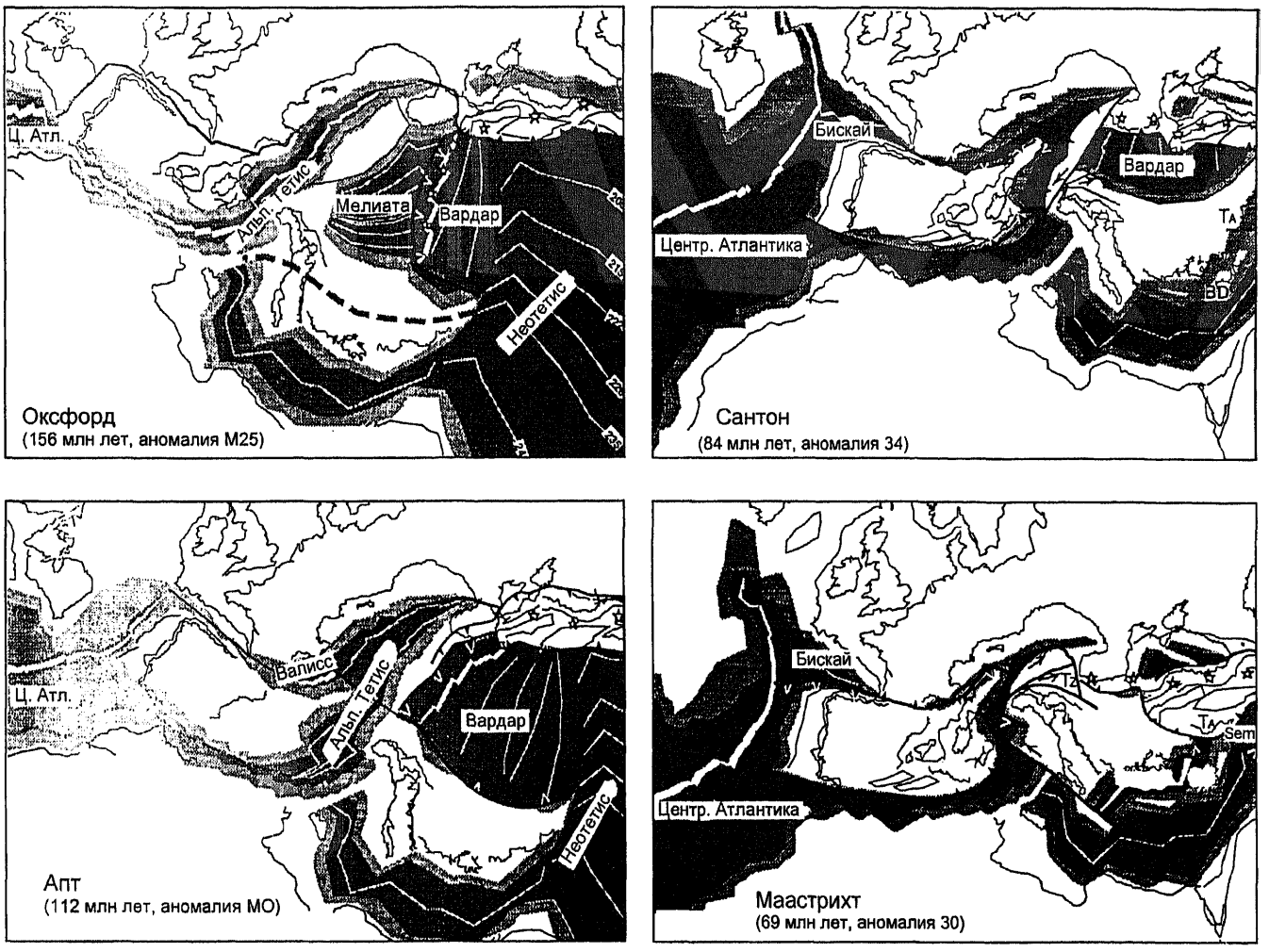


Рис. 11-63 (окончание)

олитовую зону Восточной Бирмы, протягивающуюся вдоль западного края Синобирманского микроконтинента, хотя возможны и варианты, в частности более восточный.

В Азии закрытие этого, основного, бассейна Мезотетиса привело к новому наращиванию площади континента, прежде всего за счет Северного Тибета.

В Европе и Передней Азии в позднем триасе зародился еще один, более узкий, чем рассмотренный выше, бассейн с океанской корой, известный как Пиндос в Греции, Анталья на юге Турции и оставивший свои следы на юге Кипра, а вероятно, и значительно юго-восточнее, в Омане. Он отделился от более северного бассейна Мезотетиса полосой микроконтинентов, включавшей Пелагонийский массив Балкан и Анатолийско-Таврскую «платформу» центральной Турции. В позднекиммерийскую эпоху,т.е. на рубеже юры и мела на периферии Пелагонийского массива проявились деформации, приведшие к обдукции офиолитов из Вардарской и, возможно, Пиндосской зон.

Наконец, наиболее южное положение в системе Мезо- и Неотетиса занимал бассейн, зародившийся, возможно, еще в конце перми непосредственно к северу от Африки и Аравии и отделивший от них Адриатический микроконтинент. Реликтами этого бассейна являются Ионическое море и море Леванта с их корой океанского типа.

В начале юры к северу от основного бассейна Мезотетиса, протягивавшегося через Анатолию на Малый Кавказ, в полосе Горного Крыма – Большого Кавказа – Копетдага возник рифтогенный бассейн окраинного моря, частично наложенный на зону раннекиммерийской складчатости. Рифтинг сопровождался в лейасе–аалене диабаз-спилит-кератофировым магматизмом,

но остается неизвестной степень деструкции континентальной коры, принадлежавшей окраине Евразии, так как офиолиты здесь отсутствуют, но некоторые базальты близки к MORB. Как бы то ни было, эта кора в байосе стала испытывать субдукцию под Закавказскую микроплиту, отколовшуюся от Евразийской в результате рифтинга, и на северной границе последней возникла вулканическая дуга, с которой было связано образование «порфиритовой серии» и батских гранитоидов Западной Грузии. Но кора Крымско-Кавказского окраинного моря субдуцировалась не только к югу, но и к северу, о чем свидетельствует среднеюрский магматизм Крыма и осевой зоны западного Большого Кавказа. Другая, существовавшая значительно более длительное время (с перерывами до середины сенона) вулканическая дуга образовалась непосредственно над зоной субдукции к северу и северо-востоку коры центрально-малокавказского сегмента Мезотетиса.

Важнейшим событием в истории Тетиса явилось раскрытие его западной части, в частности Лигуро-Пьемонтско-Пеннинского океана в бате, связанное с одновременным образованием Центральной Атлантики (см. рис.11-63). Восточное продолжение этого бассейна, относящегося уже к системе Неотетиса, усматривается в Пьенинской Утесовой зоне Карпат с прилегающей южной, Магурской флишевой зоной. Дальнейшее продолжение этого бассейна предположительно пересекает Трансильванию под наложенной неогеновой впадиной; через зону Муреш он мог соединяться с зоной Вардара в обход с востока блока Тиссия.

Параллельно этому отрезку Мезотетиса в пределах Восточных и Южных Карпат, в тылу их Внешней, флишевой мегазоны, на окраине Евразийской плиты в юре возник еще один узкий рифтогенный трог. Он зародился на юге, в районе Северина близ Дуная в ранней юре и на севере Украинских Карпат в конце поздней юры. Наибольшая ширина и глубина этого трога приурочена к его южной части, где только и известна полная офиолитовая ассоциация. Севернее рифтинг мог привести лишь к утонению континентальной коры, хотя и здесь известны фрагменты офиолитов. Вопрос о южном продолжении Северинского трога остается неясным – его следует искать, очевидно, уже в Балканидах, возможно между Родопами и Старой Планиной, связывая с ним островодужный магматизм Среднегорской зоны.

Во второй половине раннего мела, в апте–альбе в Европе произошло еще одно событие – раскрытие Бискайского залива Атлантики, образование глубоководного трога Пиренеев на утоненной континентальной коре и аналогичного Валисского в Западных Альпах, в последнем случае, возможно, с ограниченным проявлением спрединга. Почти одновременно или несколько позже в Восточных Альпах, Карпатах и Балканах начались интенсивные деформации сжатия, известные как австрийская фаза (эпоха) орогенеза. Они были вызваны началом продвижения микроконтинента Адрия к северу, с оттеснением блоков АЛКАПА и Тиссия к северо-востоку и востоку и привели к образованию крупных тектонических покровов в Восточных Альпах и по всему периметру внутренних зон Карпат, а также в Балканидах (надвигание Восточных Родоп и Странджи на Стару Планину), где оно сопровождалось региональным метаморфизмом.

В восточной части Альпийско-Гималайского пояса (см. рис.11-63) главным событием середины мела было формирование крупных вулкано-плутонических поясов: Чагай-Кандагарского, Памиро-Каракорумского, Кохистан-Ладахского, Трансгималайского, связанное с субдукцией к северу коры расположенных к югу от них океанских бассейнов. В пределах этих поясов находятся крупнейшие многофазные батолиты гранитоидов. Их становление продолжалось в течение позднего мела, палеогена и частично миоцена. Наиболее крупный из океанских бассейнов, собственно Неотетис, простирался к югу от Кохистан-Ладахской и Трансгималайской магматических дуг. Его возникновению предшествовал пермский рифтинг, сопровождавшийся трапповым вулканизмом хр. Пир-Панджал в Кашмирских Гималаях, а начало спрединга датируется несколько по-разному – от раннего до позднего триаса. Палеомагнитные данные показывают, что своей максимальной ширины Неотетис достиг здесь в апте, когда расстояние между южным краем Евразии – блоком Лхаса, и северным краем Индостана достигло 4900 км, после чего оно начало сокращаться. В позднем мелу произошла коллизия Кохистана с Каракорумом – закрылась Шиокская ветвь Неотетиса.

Юго-восточным продолжением (или гомологом) Трансгималайского вулкано-плутонического пояса скорее всего является аналогичный пояс Центральной Бирмы, который далее протягивается в погруженном виде вдоль западной окраины Андаманского моря и снова появляется на суше на о-ве Суматра в хр. Баризан. Активность этого пояса, сохраняющаяся и в современную эпоху, связана уже не с собственно Неотетисом, а с субдукцией коры Индийского океана, возникшего в конце юры – начале мела.

Западным продолжением (или гомологом) описанной выше цепи вулкано-плутонических поясов служит пояс Урмия-Базман в Иране, связанный с субдукцией к северу Загросского сегмента Неотетиса, а затем с коллизией Аравийской плиты с Центрально-Иранской микроплитой. Магматизм здесь начался в средней юре, а вулканизм на востоке продолжался и в четвертичное время.

В середине мела в еще более западной и одновременно более северной части Альпийско-Гималайского

пояса образовался еще один протяженный вулканоплутонический пояс. Он прослеживается из Баната на западе Южных Карпат сначала на юг, а затем поворачивает в широтном направлении вдоль зоны Среднегорья, Балканид и находит свое продолжение в системе Понтид к югу от Черного моря и, наконец, на Малом Кавказе, где он смыкается с юрской вулканической дугой. Образование этого пояса, иногда называемого Южно-Черноморским, связывается обычно с субдукцией коры Вардарского «океана» и его Измиро-Анкарского и Малокавказского продолжения, но в отношении Среднегорья в связи с его удаленностью от выхода этой зоны субдукции высказывается и другое предположение – о связи с зоной спрединга к северу от этой вулканической дуги и, следовательно, субдукции океанской коры к югу. Однако ни западное, ни восточное продолжение этой предполагаемой зоны с океанской корой не установлено (западным, вернее, северо-западным могла бы быть Северинская зона Карпат – см. выше). Так или иначе, зарождение Среднегорского пояса в рифтогенных условиях очевидно.

Далее к западу, начиная с Карпат, проявления мелового магматизма приобретают весьма скромный характер, но о субдукции океанской коры свидетельствуют метаморфиты высокого давления–низкой температуры, известные и в Карпатах, и в Альпах, и в Апеннинах (Калабрия), и в Бетской Кордильере.

В тылу Понтийского отрезка только что рассмотренного магматического пояса на рубеже раннего и позднего мела раскрылась Западно-Черноморская, а на границе мела и палеогена – Восточно-Черноморская впадины. Раскрытие первой сопровождалось перемещением к югу Стамбульского блока южной окраины Евразии вдоль двух ветвей зоны сдвигов Тейсейра-Торнквиста. Один из них проходил вдоль окраины бассейна, а второй пересекал Черное море вдоль хребтов Андрусова–Архангельского.

В раннем сеноне произошло замыкание океанского бассейна Измир–Анкара–Эрзинджан и его малокавказского продолжения с обдукцией офиолитов на оба его континентальных борта. Южнее, вдоль северо-западной и северо-восточной периферии Аравийской плиты – на Кипре, в Сирии, Юго-Восточной Анатолии, Загросе и Омане деформации закончились к маастрихту или даже в начале маастрахта. Эти деформации, по существу, уже могут рассматриваться как начало *ларамийской эпохи орогенеза.* Связаны они были еще не с коллизией, а со столкновением энсиматических вулканических дуг, возникших в позднем мелу в Неотетисе, с окраиной Аравийского континента.

На западе пояса в эту эпоху начались деформации в Пиренеях, распространившиеся также на юг Французских Альп. Они проявились также в Пьенинской Утесовой зоне Карпат и непосредственно прилегающей к ней тыльной полосе Флишевой мегазоны, включая упоминавшийся выше Мармарошско-Северинский трог. Эти зоны испытали интенсивное сжатие и надвигание в северо-восточном направлении. В Балканидах ларамийские деформации затронули восточную часть Стара Планины и Среднегорья.

В азиатской половине пояса к ларамийской эпохе относится надвигание Внутренней (Осевой зоны) Белуджистанской системы с ее офиолитами на Внешнюю зону, обдукция офиолитов в противоположном направлении на Кабульский блок, столкновение Кохистана с Каракорумом вместе в Восточным Гиндукушем и югом Памира, предварительно вошедшим в середине мела в состав Евразии.

Неизмеримо большее значение, чем ларамийские, в развитии всего Альпийско-Гималайского пояса имели процессы конвергенции плит и сжатия, развернувшиеся здесь уже с середины эоцена и достигшие кульминации в конце эоцена – начале олигоцена, обычно описываемые как *пиренейская эпоха орогенеза.* Название это обязано тому, что она имела решающее значение в формировании структуры Пиренейского орогена, равно как и его продолжения в Провансе. Весьма существенным было проявление данной эпохи в Альпах; она положила начало становлению и этого сооружения, и его передового и тыльного молассовых прогибов. В Апеннинах, Телле, Бетско-Рифской дуге, Карпатах осадконакопление продолжалось с постепенным обмелением бассейнов, которое привело в олигоцене к замещению типичного флиша образованиями переходного к молассе типа – «мачиньо» в Апеннинах, «кросно» в Карпатах, «нумидийский флиш» в Западно-Средиземноморских цепях. В остаточном бассейне Восточных Карпат, в предкавказских и закавказских передовых прогибах в относительно глубоководных условиях, связанных с некомпенсированным погружением, в олигоцене – раннем миоцене шло накопление темноцветной глинистой толщи эвксинского типа – менилитовой в Карпатах, майкопской на Кавказе и в Черноморье. Очень значительным было проявление позднеэоценовых деформаций в Динаридах-Эллинидах, где оно сопровождалось, как и в Альпах, региональным метаморфизмом, а также гранитообразованием. В Балканидах в конце среднего эоцена произошло шарьирование к северу Родопского массива с надвиганием на Среднегорье, а последнего – на Старую Планину. С этого времени флишенакопление на востоке последней зоны сменяется накоплением моласс. Решающее значение пиренейские деформации и поднятия имели в образовании орогенов Понтид, Аджаро-Триалет и всего Малого Кавказа, в то время как на Большом Кавказе они проявились лишь в возникновении низкой островной суши в его центральной части и олистостром на периферии.

Деформации данной эпохи проявились и в Тавридах Южной Анатолии, где они начались после среднего эоцена и протекали на фоне начала коллизии между Аравийско-Африканской и Евразийской плитами с закрытием еще существовавшего между ними сегмента Неотетиса.

Но еще более важные события разыгрались в эту эпоху восточнее, где произошло столкновение Индо-Австралийской плиты, к тому времени уже ставшей единой, с южным краем Евразийской плиты. Коллизия началась в районе западного окончания Гималаев в раннем эоцене (~55 млн лет) и распространялась на восток до среднего эоцена включительно. С нее началось становление покровной структуры Гималаев, хотя предполагается, что обдукция офиолитов на северный край зоны Тетис-Гималаев могла произойти еще раньше, в конце мела, т.е. в ларамийскую эпоху.

В Индобирманских цепях середина эоцена была временем образования олистостром и офиолитовых покровов и в позднем эоцене – начале олигоцена произошел переход от флиша к молассе с последующим зарождением передового (на юге Предараканского) прогиба на границе с Индийской платформой. Эти события связываются с началом коллизии Центрально-Бирманской микроплиты, уже примкнувшей к Евразийской плите, с Индо-Австралийской плитой. На юге они распространились, возможно с некоторым запозданием, на Андаман-Никобарскую дугу.

По другую сторону Сундаленда, к северу от блока Юго-Западного Калимантана перед поздним эоценом испытала интенсивные деформации и начальный метаморфизм флишевая формация зоны Сибу. И эта фаза деформаций была связана с переходом от направленной к югу субдукции к коллизии между блоком Юго-Западного Калимантана и Саравакским микроконтинентом к северу от него.

В целом можно констатировать, что во второй половине эоцена произошел коренной перелом в развитии Тетиса: началось его расчленение благодаря закрытию отдельных сегментов. Последнее же было обусловлено продвижением к северу Адрии, Аравийского выступа Африканской плиты и Индо-Австралийской плиты и началом их коллизии либо непосредственно с Евразийской плитой, либо с примкнувшими к ней микроплитами. В Европе расчленение Западного Тетиса привело к обособлению в олигоцене двух бассейнов, из которых южный локализовался в области Средиземного моря, а северный, получивший название *Паратетиса*, объединил передовые и межгорные прогибы Альп, Карпат, Балкан и протянулся на востоке в Понто-Каспийскую область. Во внутренних зонах Эллинид и Балканид в позднем эоцене – олигоцене уже возникли молассовые впадины – Мезоэллинская и Нижнефракийская, а в Юго-Восточной Анатолии – впадина Адана с продолжением в Киликийскую впадину Восточного Средиземноморья.

Следующий импульс альпийского орогенеза относится к концу раннего – началу среднего миоцена; он был выделен Г.Штилле в *штирийскую фазу*. Деформации данной эпохи имели основное значение для становления покровной структуры внешних зон Бетско-Рифской дуги, Телля, Апеннин, Карпат, Динарид-Эллинид и образования их передовых прогибов. Последние начали заполняться молассами с большим участием олистостром, включавших крупные олистоплаки, переходящие в гравитационные покровы. В Предкарпатском и Закарпатском прогибах в начале среднего миоцена отлагались эвапориты.

Но в это же время в более внутренней области запада Альпийско-Гималайского пояса начали интенсивно проявляться процессы растяжения, деструкции ранее утолщенной континентальной коры и погружения с ее частичной или полной океанизацией. Наиболее ярким проявлением этих процессов явилось образование Алжиро-Прованского бассейна с его Балеаро-Лигурийской и Южно-Балеарской впадиной с западным продолжением последней в море Альборан (рис.11-64). Раскрытие Алжиро-Прованской впадины объясняется отодвиганием Корсо-Сардинского блока против часовой стрелки от побережья Франции, Приморских Альп.

К той же эпохе относится начало формирования Паннонской впадины в тылу Карпат и Динарид, несколько позднее, уже в первой половине среднего миоцена – Трансильванской, а в начале позднего миоцена – Эгейской впадины. На границе Паннонской и Трансильванской впадин с Карпатами происходит вспышка наземного известково-щелочного вулканизма, связанная с окончанием поглощения океанской коры северо-восточной ветви Неотетиса. А на границе Эгейской впадины и реликтовых Ионического и Левантинского бассейнов Неотетиса возникает Эллинская зона субдукции, позднее надстроенная вулканической дугой. Аналогичный процесс привел затем к образованию другой зоны субдукции – Калабрийской, в тылу которой в конце миоцена начала раскрываться Тирренская впадина и формироваться Эолова вулканическая дуга.

К середине позднего миоцена, около 10 млн лет т.н., произошло замыкание проливов вдоль флангов Бетско-Рифской дуги, приуроченных к ее передовым прогибам, а также оказалась утраченной связь между Восточным Средиземноморьем и Индийским океаном. Это привело к полной изоляции Средиземноморского бассейна и наряду с эвстатическим понижением уровня Мирового океана и господством в регионе жаркого и сухого климата – к мессинскому «кризису солености». Этот кризис выразился в небывало резком паде-

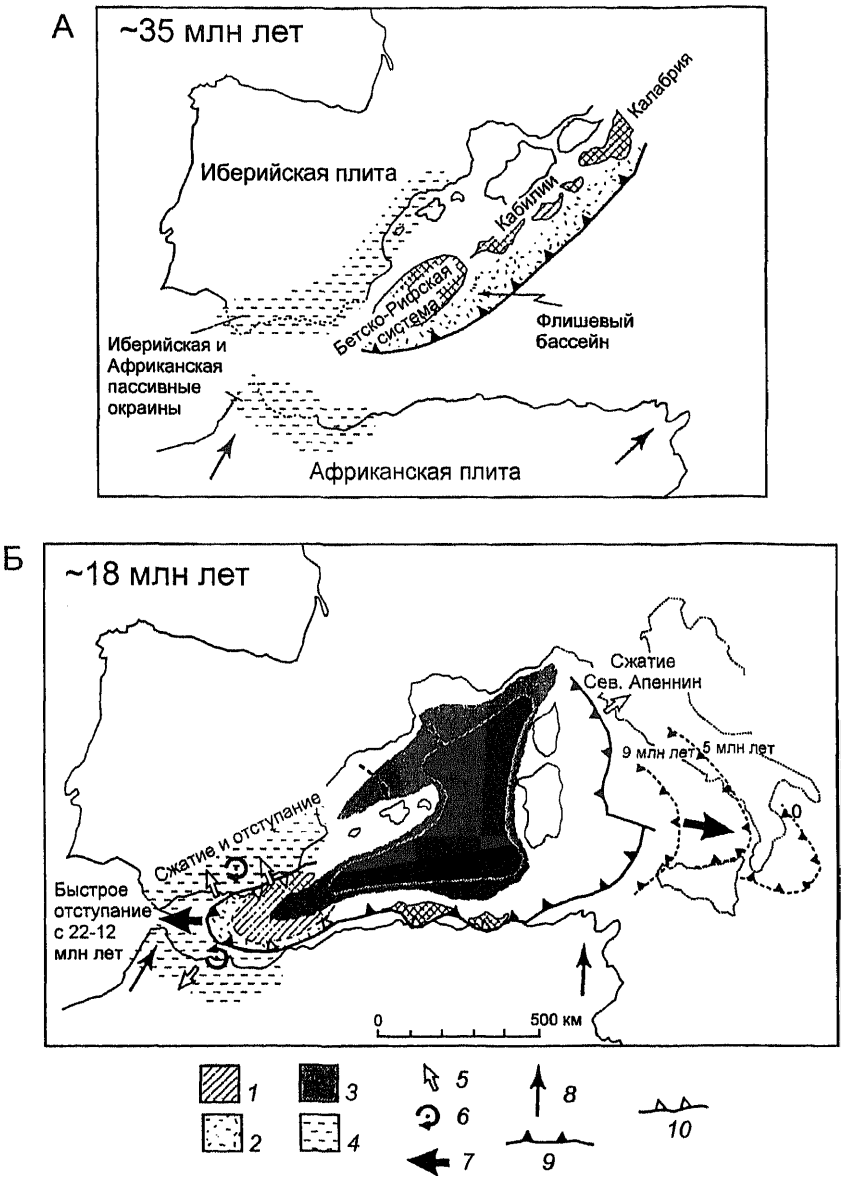


Рис. 11-64. Реконструкции, иллюстрирующие неогеновую эволюцию Западного Средиземноморья (по Л.Лонерган и Н.Уайту)
А – поздний олигоцен, до раскрытия Западного Средиземноморья путем задугового растяжения. Преимущественно метаморфические породы, которые слагают внутренние зоны Бетско-Рифского ороклина, Кабильские массивы Северной Африки, Калабрию, Корсику и Сардинию были расположены позади наклоненной к северу или северо-западу зоны субдукции. Флишевые отложения (мел – ранний миоцен), которые могут быть прослежены от Сицилии вдоль североафриканской окраины до западной Бетики могли быть отложены в преддуговом – желобовом бассейне, связанном с зоной субдукции; Б – зона субдукции отодвинулась (rolled-back), Корсика и Сардиния повернулись против часовой стрелки, а Балеарские острова по часовой стрелке с образованием Лигурийского и Валенсийского бассейнов. К среднему миоцену (~18 млн лет) Кабильские массивы столкнулись с северной окраиной Африки, а зона субдукции образовала две ветви. Узкий западный сегмент быстро отступил, образовав море Альборан, вызвав сжатие и вращение в окружающих горных поясах. В Алжиро-Прованском бассейне образовалась океанская кора. Восточная ветвь Западно-Средиземноморской системы субдукции продолжала развиваться до сегодняшнего дня, образовав Тирренское море и Калабрийскую дугу. Реконструкция положения зоны субдукции для Тирренского моря и векторов смещения плит по (Dewey et al., 1989). *1* – внешние зоны; *2* – флишевые бассейны; *3* – задуговые области растяжения; *4* – внутренние зоны; *5* – сжатие; *6* – вращение блоков; *7* – направление отката зон субдукции; *8* – вектор смещения Африканской плиты (относительно Европы); *9* – зоны субдукции; *10* – фронты надвигов

нии уровня воды в бассейне по отношению к уровню Мирового океана, к глубокому врезанию речных долин (Рона, Нил и многие другие) по его периферии и к накоплению толщи эвапоритов, с которой в дальнейшем оказались связанными диапировые внедрения солей в плиоцен-четвертичные отложения.

В более восточном регионе произошли не менее, если не более важные события. Они выразились в отрыве Аравийской плиты от Африканской в связи с образованием сначала рифта Аденского залива, затем Красноморского рифта и, наконец, Левантинского сдвига, по которому Аравийская плита начала свое активное продвижение к северу, расталкивая Анатолийскую и Центрально-Иранскую микроплиты и подталкивая Восточно-Черноморскую и Южно-Каспийскую микроплиты под южный край Евразийской плиты вдоль Большого Кавказа. Этот напор Аравийского индентора определил всю новейшую, плиоцен-четвертичную тектонику Кавказского перешейка и даже всего Ближнего Востока. С позднего миоцена начался энергичный подъем Большого и Малого Кавказа, Эльбурса и Загроса, Анатолийского и Центрально-Иранского нагорья. Образовались Северо-Анатолийская и Левантино-Тбилисско-Аграханская системы сдвигов. Поперечное поднятие Кавказского перешейка, включая образование Ставропольского свода, привело к обособлению Азово-Черноморского и Каспийского бассейнов, т.е. к распаду восточного Паратетиса и к заполнению Южно-Каспийской впадины уникальной по мощности толщей плиоценово-четвертичных осадков.

Еще одним важным следствием этой коллизии явилась мощная вспышка наземного вулканизма, в основном андезито-базальтового, охватившая всю периферию выступа Аравийской плиты вплоть до Центрального Большого Кавказа и Эльбурса, и проявившаяся и в пределах самой Аравии. Этот вулканизм продолжался до голоцена включительно и создал обширные лаво-во-туфовые плато в Центральной Анатолии, на юге Малого Кавказа и северо-западе Ирана, увенчанные крупными стратовулканами.

На востоке пояса продолжавшееся продвижение к северу Индо-Австралийской плиты и ее коллизия с Евразийской плитой имели своим следствием нарастающее поднятие Гималаев и Тибета. В Гималаях оно сопровождалось расслаиванием верхней коры, ее кристаллического и осадочного слоев, на крупные покровные пластины с образованием надвиговых фронтов – сначала Главного Центрального надвига в конце раннего миоцена, а затем Главного Пограничного надвига уже в позднем миоцене. Развитие первого из этих надвигов сопровождалось плавлением средней коры и образованием плутонов лейкогранитов, а также региональным метаморфизмом в висячем крыле надвига.

На крайнем юго-востоке будущего Альпийско-Гималайского пояса, в области Индонезийского архипелага, в конце олигоцена между южным краем Евразии и Австралией еще существовало океанское пространство, соединявшее Индийский океан с Тихим и ограниченное с севера широтной зоной субдукции, наклоненной под Сундаленд, Юго-Западный п-ов Сулавеси и южную часть Филиппин. Но уже в это время произошло столкновение энсиматической дуги Восточного Сулавеси с его Западным полуостровом и обдукция офиолитов на последний. А в раннем миоцене микроконтинент северо-западной Новой Гвинеи, оторвавшийся от Австралии еще в конце юры – начале мела, стал продвигаться вдоль широтного сдвига Соронг и его ветвей в направлении Сулавеси, а его фрагменты – пододвигаться под Юго-Восточный Сулавеси. К среднему миоцену относится образование сдвигов в Бирме и Суматре и раскрытие Андаманского моря в их промежутке в качестве бассейна типа pull-apart, а перед этим – моря Сулу на востоке архипелага. В среднем же миоцене дуга Кагаян столкнулась с о-вом Палаван.

Новый импульс сжатия последовал в конце миоцена; он соответствует *аттической фазе* Г.Штилле и нашел свое яркое выражение на Большом Кавказе, где с ним связано образование покровной структуры флишевой зоны южного склона и горного рельефа в осевой зоне сооружения, а также складчатость на западном погружении Копетдага. Активизация поднятий имела место и в Эльбурсе, Загросе, внутренней зоне Макрана, Белуджистанской системе и Гималаях, сопровождаясь складчатыми или складчато-надвиговыми деформациями. К позднему миоцену относится в частности образование Главного Пограничного надвига Гималаев. К концу миоцена Гималаи и Тибет достигли своей максимальной высоты. Но тогда же в Высоких Гималаях стали проявляться процессы растяжения, выразившиеся в возникновении пологого нормального сброса, приведшего к срыву осадочного чехла Тетис-Гималаев с кристаллического фундамента и его опусканию к северу вдоль этого сброса*.

Складчато-надвиговые деформации начала позднего миоцена затронули северную окраину, в том числе и подводную, Калимантана-Борнео, а грабен-прогибы на западном шельфе Южно-Китайского моря испытали в эту тектоническую фазу инверсию. К той же фазе относится начало коллизионных процессов между внешней дугой Банда, в частности о-ва Тимор, и северной окраиной Австралии. Однако непосредственный поддвиг североавстралийского шельфа под Тимор начался лишь во второй половине плиоцена (2,4 млн лет т.н.).

Последняя фаза альпийского орогенеза – *валахская* Г.Штилле – датируется концом плиоцена – началом плейстоцена. Складчатые деформации этой фазы

* Высказано интересное предположение, что развитие Главного Центрального надвига и Южно-Тибетского срыва (detachment) протекало одновременно, а клин Кристаллических Гималаев между ними при этом пластически выжимался, деформировался и метаморфизовался

затронули южную часть Предкарпатского прогиба в пределах Румынии, северное крыло Средне- и Нижнекуринского прогибов, прилегающее к Большому Кавказу, Южно-Каспийскую впадину с ее западным и восточным бортами. Деформации этой фазы завершили формирование структуры Загроса и продолжались во внешней части аккреционной призмы Макрана, равно как и вдоль Зондского желоба и его восточного продолжения вдоль Внешней дуги Банда.

В современную эпоху продолжается конвергенция плит – обломков Гондваны с южной окраиной Евразийской плиты, поддерживая высокую тектоническую, сейсмическую и отчасти вулканическую активность в пределах Альпийско-Гималайского пояса. На западе, в Средиземноморской области, продолжают функционировать Калабрийская и Эллинская зоны субдукции, на востоке Макранская и Зондская, надстроенные вулканическими дугами. Сейсмическая активность и данные сейсмической томографии показывают, что кроме этих зон процессы континентальной субдукции и коллизии не закончились и на ряде других участков рассматриваемого пояса – в районе Бетско-Рифской дуги, на изгибе Восточных Карпат в районе Вранча, вдоль южного склона Большого Кавказа и северного – Понтид, в Загросе, вдоль Гималаев и Индобирманских цепей. В некоторых из этих районов томография указывает на отрыв нижней части погружающейся литосферной плиты («слэба»), с которым связано образование перерывов в распространении сейсмических очагов на глубину.

В то время как палеомагнитные измерения внесли решающий вклад в уточнение палинспастических реконструкций пояса, накапливающиеся в последние годы данные геодезических измерений методом GPS позволяют получить достаточно точную количественную оценку направления и скорости горизонтальных смещений на отдельных участках пояса и его периферии. В частности, скорость сближения Индии и Тибета оценивается в 17,5 мм/г.

Литература

Богданов Н.А., Добрецов Н.Л., Книппер А.Л. Офиолиты и геологическое строение Восточного Омана //Изв. АН СССР, сер. геол., 1991, №9, с.3-22

Геодинамика Крымско-Черноморского района. Б.Г.Пустовитенко – ред. Симферополь, 1997, 150 с.

Лимонов А.Ф. Тектоника Восточного Средиземноморья в неоген-четвертичное время. Автореф. дис. д-ра г.-м. наук, М., МГУ, 1999.

Очерки геологии Крыма. Е.Е.Милановский – гл. ред., В.С.Милеев – отв. ред. Геол. фак. МГУ, 1997, 259 с.

Badescu D. Tectono-thermal regimes and lithosphere behaviour in the External Dacides in the Upper Triassic and Jurassic Tethian opening (Romanian Carpathians) // Tectonophys., 1997, v.282, p.167-188

Barber A.J. The origin of the Woyla terranes in Sumatra and the Late Mesozoic evolution of the Sundaland margin // J. Asian Earth Sci., 2000, special issue, p.713-738

Ben Avraham Z., Ginzburg A., Makris J., Eppelbaum L. Cmstal structure of the Levant basin, Eastern Mediterranean // J. Geoph. Res. In press

Berberian M. Master «blind» thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics // Tectonophys., 1995, v.241, p.193-224

Bhattacharjee C.C. The ophiolites of Northeast India – a subduction zone ophiolite complex of the Indo-Burman orogenic belt // Tectonophys., 1991, v.191, p.213-222

Bilkam R., Larson K., Freymiller J. et al. GPS measurements of present-day convergence across the Nepal Himalayas // Nature, 1997, v.386, p.61-64

Bossart P., Dietrich D., Grecs A. et al., The tectonic stmcture of the Hazara-Kashmir Syntaxis, Southern Himalaya, Pakistan // Tectonics, 1988, v.7, №2, p.273-297

Boulin J. Asia and the evolution of Eastern Tethys // Tectonophys., 1991, v.191, p.261-268

Channell J.E.T., Kozur H.W. How many oceans? Meliata, Vardar and Pindos oceans in Mesozoic Alpine paleogeography // Geology, 1997, v.25. №2, p.183-186

Dal Piaz G.V., Martin S. Gosso G., Marschalko R. Late Jurassic blueschist facies pebbles from the Western Carpathian orogenic wedge and paleostructural implications for Western Tethys evolution // Tectonics, 1995, v.14, №4, p.874-885

Deville E., Fudral S., Lagabrielle Y. et al. From oceanic closure to continental collision: A synthesis of the «Schistes lustres» metamorphic complex of the Western Alps // GSA Bull., 1992, v.104, №12, p.127-139

Encyclopedia of European and Asian Regional Geology. E.M.Moores, R.W. Fairbridge. – eds. L. etc: Chapman a. Hall, 1997, 804 p.

Fodor L. From transpression to transtension: Oligocene–Miocene stmctural evolution of the Vienna basin and the East-Alpine – Western Carpathian junction // Tectonophys., 1995, v.242, p.151-182

Gaetani M., Le Fort P., Tanolis V. Reconnaissance geology in Upper Chitral, Kharghil and Karambar districts (Northern Karakorum, Pakistan). Geol. Rundschau, 1996, Bd.85, S.683-704

Gamkrelidze I.P. Tectonic nappes and horizontal layering of the Earth's crust in the Mediterranean belt (Carpathians, Balkanides and Caucasus) // Tectonophys., 1991, v.196, p.355-396

Gansser A. Facts and theories on the Himalayas // J. Geol. Soc. India, 1993, v.41, №6, p.487-508

Hajnal Z., ReilkoffB., Posgay K. et al. Crustal-scale extension in the Central Pannonian basin // Tectonophys., 1996, v.264, p.191-204

Hall R., Wilson M.E.J. Neogene sutures in eastern Indonesia // J. Asian Earth Sci., 2000, spec. issue, p.781-808

Haydoutov I., Yanev S. The Protomoesian microcontinent of the Balkan Peninsula: a peri-Gondwanaland piece // Tectonophys., 1997, v.272, p.303-313

Ivanov Z. Apercu general sur l"evolution geologique et stmcturale du massif des Rhodopes dans le cadre des Balkanides // Bull. Soc. geol. Fr., 1988, №2, p.227-240

Jacobshagen V. Orogenic evolution of the Hellenides: new aspects // Geol. Rundschau, 1994, v.83, p.249-256

Jolivet L., Faccenna C., Goffe B. et al. Midcrustal shear zones in postorogenic extension: Example from the Northern Tyrrhenian Sea // J. Geoph.Res., 1998, v.103, №B6, p.12.123-12.160

Kissling E., Spakman W. Interpretation of tomographic images of uppermost mantle structure: examples from Western and Central Alps // J. Geodyn., 1996, v.21, №1, p.97-111

Knipper A.L. Ophiolites of Sevan-Akera zone (Lesser Caucasus): 130 Ma long history of formation ofTethyan oceanic lithosphere // IOS Int. Ophiolite Symposium, Pavia, 1995, Abstr. volume, p.66-67

Lemennecier Y., LeFort P., Lombardo B. et al. Tectonometamorphic evolution of the Central Karakorum (Baltistan, Northern Pakistan) // Tectonophys., 1996, v.260, p.119-143

Linzer H.-G., Frisch W., Zweigel P. et al. Kinematic evolution of the Romanian Carpathians // Tectonophys., 1998, v.297, p.133-156

Liu G., Einsele G. Sedimentary history of the Tethyan basin in the Tibetan Himalaya // Geol. Rundschau, 1994, Bd.83, S.32-61

Mantovani E., Albarello D., Tamburelli C., Babbucci D. Evolution of the Tyrrhenian basin and surrounding regions as a result of the Africa-Eurasia convergence // J. Geodyn., 1996, v.21, №1, p.35-72

Marchant R.H., Stämpfli G.M. Subduction of continental crust in the Western Alps // Tectonophys., 1997, v.269, p.217-235

Michalik J. Comments on the Mesozoic palinspastic interpretations of the Western Carpathians // Acta Geol. Hung, 1992, v.351, p.39-47

Milson J. Stratigraphic constraints on suture for eastern Indonesia // J. Asian Earth Sci., 2000, special issue, p.761-780

Misik M. The Czorsztyn submarine ridge (Jurassic – Lower Cretaceous, Pieniny Klippen belt): An example of a pelagic submarine swell // Mitt. Österr. Geol. Ges. (1993) 1994, Bd.86, p.133-140

Nemcok M., Pospisil Y., Lexa J., Donelick R.A. Tertiary subduction and slab break-off model of the Carpathian-Pannonian region // Tectonophys., 1998, v.295, p.307-340

Nicolas A., Mugnier J.L., Polino R., Roure P. General conclusions of the ECORS-CROP Alpine survey // Bull. Soc. geol. Fr., 1996, №170, p.99-104

Pickett E.A., Robertson A.H.F. Formation of the Late Palaeozoic – EarlyMesozoic Karakaya complex and related ophiolites in NW Turkey by Palaeotethyan subduction – accretion // J. Geol. Soc. London, 1996, v.153, p.995-1009

Plasienka D. Mid-Cretaceous (120-80 Ma) orogenic processes in the Central Western Carpathians: brief review and interpretation of data // Slov. Geol. Mag., 1996, №3-4, p.319-324

Poisson A. The Anatolian microcontinent between Eurasia and Africa: a three steps palinspastic restoration (Late Permian, Late Triassic, Late Cretaceous). in press

Popovic R. Srpsko-Makedonska masa ili Pelagonsko-Rodopski i Moravski masiv // Radov Geoinstituta, knjiga 25, 1991, str.6-20

Ravant P., Bayer R., Hassani R. et al. Structure and evolution of the northern Oman margin: gravity and seismic constraints over the Zagros-Makran-Oman collision zone // Tectonophys., 1997, v.279, p.253-280

Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and surrounding Regions. A.G.Robinson – ed. AAPG Memoir 68, 199 p.

Robertson A.H.F., Clift P.D., Degnan P.J., Jones G. Paleogeographic and paleotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Neotethys // Paleogeogr., Paleoclim., Paleoecol., 1991, v.87, p.289-342

Rowley D.B. Age of initiation of collision between India and Asia. A review of stratigraphic data // Earth Planet. Sci. Lett., 1996, v.145, p.1-13

Stämpfli G.M., Mosar J., De Bono A., Vavasis I. Late Paleozoic – Early Mesozoic plate tectonics of the Western Tethys // Bull. Geol. Soc. Greece. In press

Tectonic evolution of the Tethyan region. A.M.C.Sengör – ed. Kluwer Acad. Publ., 1989

Treloar P.J., Coward M.P. Indian plate motion and shape: constraints on the geometry of the Himalayan orogen // Tectonophys., 1991, v.191, p.189-198

Triep E.G., Abers G., Lerner-Lam A.L. et al. Active thrust front of the Greater Caucasus: The April 29, 1991, Racha earthquake sequence and its tectonic implications // J. Geoph. Res., 1995, №B3, p.4011-4033

Vegas R. The Valencia trough and the origin of the western Mediterranean basins //Tectonophys., 1992, v.203, p.249-261

Wakita K. Cretaceous accretionary-collision complexes in central Indonesia // J. Asian Earth Sci., 2000, spec. issue, p.739-750

Wang C., Lin Z. A., Hebert R. The Yarlung-Zangbo paleoophiolite, southern Tibet: implications for the dynamic evolution of the Yarlung-Zangbo suture zone // J. Asian Earth Sci., 2000, spec. issue, p.651-662

Yilmaz Y. New evidence and model in the evolution of South-East Anatolian orogen // GSA Bull., 1993, v.105, p.251-271

Yilmaz Y., Gene S.C., Yigitbas E. et al. Geological evolution of the late Mesozoic continental margin of North-Western Anatolia // Tectonophys., 1995, v.243, p.155-171

Zagorchev I. Rhodope controversies // Episodes, 1998, v.21, №3, p.159-166

Zakariadze G.S., Bogdanovski O.G., Jagoutz E., Karpenko S.F. Structure, composition and age limits of the Lesser Caucasus paleooceanic allochtone in light of problems ofgeodynamic reconstruction of Tethys ocean in the northeastern part of the Mediterranean folded belt during Paleozoic and Mesozoic // IOS Int. Ophiolite Symposium, Pavia, Abstr. volume, p.160-161

Zanchi A., Gritti D. Multistage structural evolution of Northern Karakorum (Hunza region, Pakistan) // Tectonophys., v.260, p.145-165

Zidarov N.G., Nenova P.I. Basic and ultrabasic rocks and related eclogites from the Serbo-Macedonian massif (Southwestern Bulgaria). In press

Глава 12

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Мы начнем описание строения и развития океанских бассейнов планеты с Атлантического океана, поскольку этот океан может считаться как бы модельным, подобно тому как Северная Америка – модельным континентом. При этом мы включаем в состав Атлантики Норвежско-Гренландский бассейн, который многие географы относят уже к Северному Ледовитому океану. Соответственно граница между Атлантическим и Арктическим океанами проводится по Шпицбергенскому разлому, касательному к северо-восточной Гренландии и западному Шпицбергену (Свальбарду). На юге граница Атлантики проводится нами по широте о-ва Буве – точке тройного сочленения Срединно-Атлантического, здесь заканчивающегося хребта с Американо-Антарктическим и Африкано-Антарктическим хребтами. Протяженность Атлантического океана в этом понимании составляет около 20 тыс. км, а его наибольшая ширина – 6 тыс. км. На всем этом протяжении примерно по оси симметрии океана протягивается Срединно-Атлантический хребет, типичный медленноспрединговый, почти по всей длине осложненный рифтовой долиной. Его средняя глубина порядка 2,5 км; он разделяет океан на две полосы абиссальных котловин с глубиной 5–6 км. Срединно-Атлантический хребет пересекают многочисленные трансформные разломы, среди которых выделяется категория наиболее крупных, которые, во-первых, прослеживаются от одной окраины океана до другой и, во-вторых, разделяют океан на сегменты, различающиеся по времени своего раскрытия и, соответственно, особенностям структуры. Такие разломы были названы автором магистральными, а Ю.М.Пущаровским демаркационными, очевидно, по этому их второму свойству.

С севера на юг выделяются следующие сегменты (рис.12-1): 1 – Норвежско-Гренландский, между Шпицбергенским разломом и Гренландско-Фарерским порогом; 2 – Лабрадорско-Британский сегмент, между этим порогом и разломом Чарли-Гиббса; 3 – Ньюфаундлендско-Иберийский сегмент, между разломами Чарли-Гиббса и Азоро-Гибралтарским; 4 – Центральный, между Азоро-Гибралтарским разломом и системой разломов Барракуда, Вима и Зеленого мыса; 5 – Экваториальный, между этой системой разломов и разломом Романш; 6 – Южный, между разломами Романш и Фолклендско-Агульясским; 7 – Приантарктический, между последним разломом и Американо-Антарктическим хребтом и о-вом Буве.

Двумя ответвлениями от основного Атлантического бассейна могут считаться Лабрадорское море с Баффиновым заливом на северо-западе и Бискайский залив на востоке, поскольку они образованы в процессе спрединга, оси которого сочленялись с основной осью спрединга Атлантики.

Континентальные окраины Атлантики почти на всем протяжении являются типично пассивными. На трех участках – к югу от о-ва Ньюфаундленд, вдоль северного побережья Гвинейского залива и касательно к Фолклендскому (Мальвинскому) плато и южной оконечности Африки они относятся к разряду трансформных. На двух других участках западных окраин океана они носят характер активных, сопровождаясь вулканическими дугами и глубоководными желобами – против Малой Антильской дуги и дуги Южных Сандвичевых островов. Первая дуга отделяет от Атлантики Карибское море, вторая – море Скотия (Скоша в английском произношении). На восточной стороне океана к этой категории может быть отнесена северная окраина Иберийского п-ова, по крайне мере до среднего миоцена.

Мы начнем характеристику Атлантического океана с Центрального сегмента – наиболее широкого, наиболее древнего и наилучше изученного, а затем проследуем на север и на юг.

12.1. Центральный сегмент

Этот сегмент Атлантики расположен между побережьем США и Приморских провинциий Канады, а

южнее – между Антильской дугой на западе и северо-западной Африкой (Марокко, Мавританией, Сенегалом) на востоке, о его северном и южном разломных обрамлениях уже говорилось выше.

Срединно-Атлантический хребет (рис.12-2) в данном сегменте образует плавный изгиб, обращенный выпуклостью к западу. Его ширина максимальна на севере, где достигает 1500 км, и уменьшается к югу до 130 км. Рифтовая долина на всем протяжении выражена четко. В пределах данного сегмента хребет пересечен четырьмя крупными трансформными разломами: Океанограф (35° с.ш.), Хейс (33° с.ш.), Атлантис (30° с.ш.) и Кейн (24° с.ш.) со смещениями до 150 км. Кроме того, хребет нарушен нетрансформными поперечными разломами, которые вместе с первыми пересекают хребет через каждые 20–100 км. Детальные исследования показали, что эта сегментация заметно влияет на изменение мощности и состава коры и верхней мантии по простиранию хребта – кора наиболее тонкая на участках пересечения разломами (так называемых нодальных). И здесь чаще всего наблюдаются выходы на поверхность дна серпентинизированных мантийных перидотитов. Вдоль оси хребта установлено также несколько полей металлоносных гидротерм. Заметные вариации выявлены и в поперечном профиле хребта и рифтовой долины – он может быть симметричным или асимметричным; разрывы, ограничивающие отдельные блоки гребневой зоны, могут быть наклонены к оси или от оси рифта.

К западу от срединного хребта расположена наиболее крупная и глубокая, до 5,8–6,0 км, котловина океана – *Северо-Американская*. Примерно в ее центре находится *Бермудское поднятие* – квазиизометричное, ограниченное уступами плато, увенчанное одноименными островами, сложенными неогеновыми известняками. Бурением установлено, что фундаментом поднятия являются океанские базальты аптского возраста, перекрытые мел-кайнозойским чехлом. Фундамент и нижняя часть чехла разбиты сбросами и имеют блоковое строение.

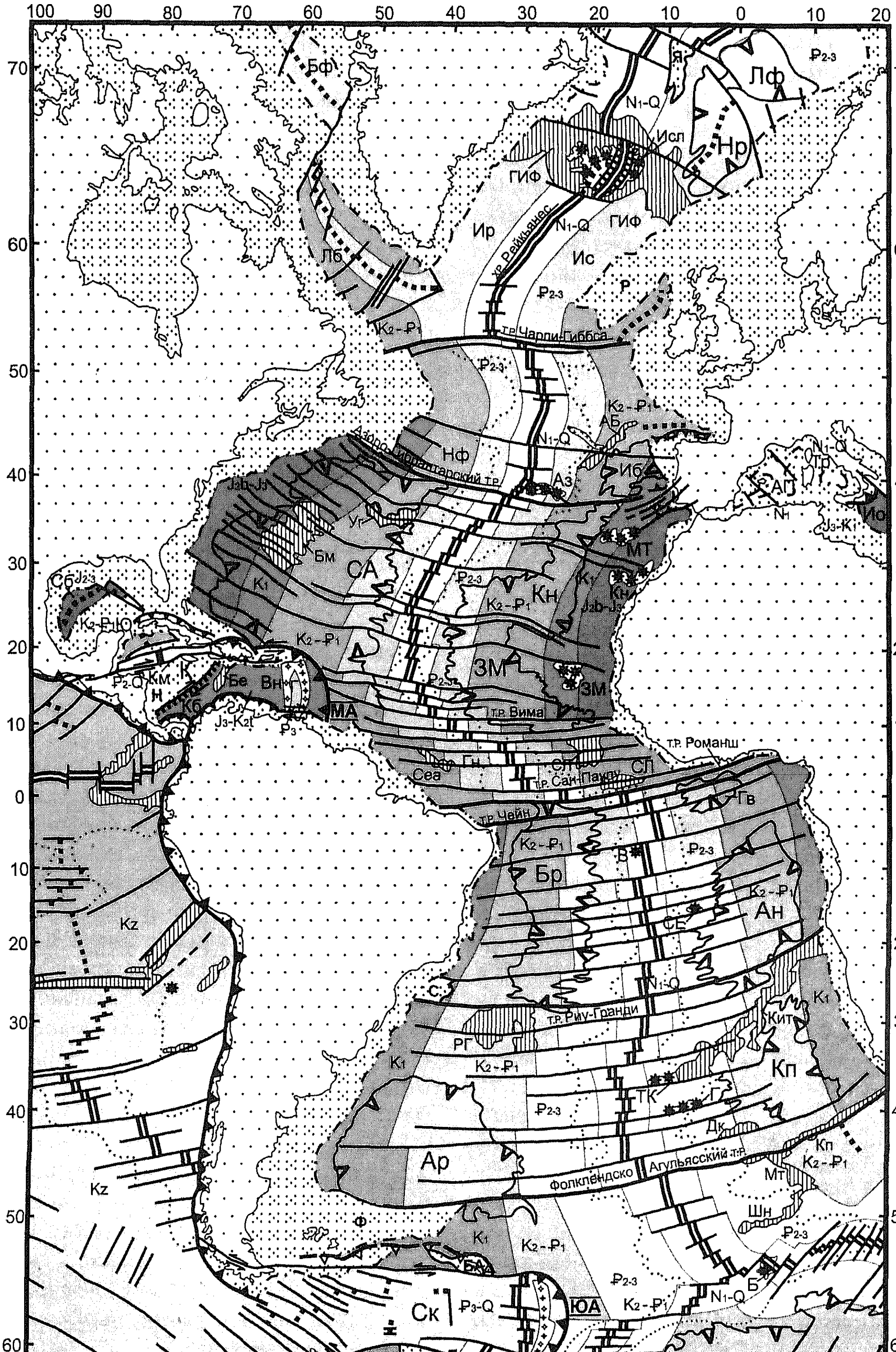
В северной части котловины почти на 1000 км в юго-восточном направлении от континентального подножья протягивается *Новоанглийская цепь* подводных гор, высотой до 2–3 км. Она находится на продолжении полосы Монтеригийских кольцевых щелочных плутонов Канадского щита и Северных Аппалачей, возраст которых раннемеловой.

Подводная окраина Северной Америки в пределах рассматриваемого сегмента характеризуется суживающимся к югу шельфом, за счет которого к югу от мыса Гаттерас развивается *краевое плато Блейк*, лежащее на глубине 900–2400 м, шириной до 240 км, ограниченное на востоке крутым, до 40°, эскарпом высотой до 3 км. Этот эскарп имеет подводно-эрозионное происхождение и формировался под влиянием глубинного контурного течения. На юго-западе Северо-Американская котловина ограничивается *Багамским архипелагом*, представляющим мощную карбонатную платформу на океанском основании.

Северо-Американская котловина пересечена целой серией примерно равноудаленных трансформных разломов, достигающих континентальной окраины. Наиболее крупным является Багамский разлом, ограничивающий с севера одноименную карбонатную платформу.

Континентальную окраину Северной Америки подстилает кора по крайней мере трех различных типов (рис.12-3). В пределах прибрежной равнины и внутреннего шельфа распространена подвергшаяся рифтингу континентальная кора. Она отличается от развитой западнее нормальной континентальной коры мощностью >30 км несколько пониженной мощностью вследствие растяжения, и разбитостью сбросами, в остальном сохраняя сейсмические параметры, свойственные типичной континентальной коре. Восточнее, в довольно узкой (~20 км) полосе развита кора переходного типа от континентальной к океанской; это, по крайней мере, в верхней части утоненная и пронизанная мафитовыми дайками и силлами континентальная кора, подстилаемая (underplating) основными же интрузивами. Еще восточнее в более широкой полосе, включающей континентальный склон и подножье, распространен особый, краевой тип океанской коры, выделенный недавно. Он характеризуется заметно большей мощностью по сравнению с нормальной океанской корой прилегающей абиссальной равнины и сложен в верхней части базальтами, переходящими в сторону океана во 2-ой слой океанской коры, но отличающийся в 2–3 раза большей мощностью и присутствием наклоненных опять же в направлении океана отражающих сейсмических границ. Нижняя же часть разреза этой коры со скоростями продольных волн 7,1–7,5 км/с интерпретируется как образованная интрузивными мафитами повышенной магнезиальности; она, очевидно переходит к востоку в 3-й слой нормальной океанской коры. Предполагается, что образование коры данного типа происходило в самую начальную стадию спрединга, поскольку к ней приурочены линейные магнитные аномалии, параллельные основной спрединговой системе.

В кристаллическую кору двух первых типов врезаны грабены, вернее, полуграбены, отвечающие позднетриасовой–раннеюрской стадии рифтинга. Наиболее вероятно, что рифтинг реализовался по асимметричной модели Вернике, с поверхностью срыва (detachment), выходящей на западе. Выполнение рифтовых грабенов представлено континентальными обломочными осадками, базальтами и в самой верхней



Бф
Лф
Нр
Исл
ГИФ
Ир
Ис
Лб
т.р. Рейкьянес
т.р. Чарли-Гиббса
Нф
АБ
Иб
Аз
Азоро-Гибралтарский т.р.
Уг
Бм
СА
Кн
МТ
ЗМ
Сб
Ю
Км
Кб
Бе
Вн
МА
т.р. Вима
т.р. Романш
Сеа
Гн
СП
т.р. Сан-Паулу
т.р. Чейн
Гв
Бр
Ан
СБ
т.р. Риу-Гранди
РГ
Кит
Кп
ТК
Дк
Ар
Фолклендско
Агульясский т.р.
Мт
Шн
Ф
БА
Ск
ЮА
Б
Аф-Ан
ЮОр
Мд
Ао
Kz
АП
Тп
Ио

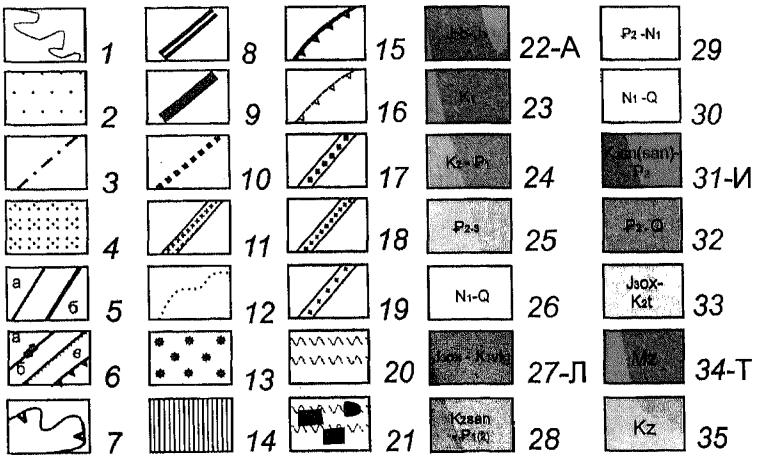


Рис. 12-1. Тектоническая схема Атлантического океана

1 – контуры континентов; *2* – области суши; *3* – границы континентальной и океанской коры; *4* – области развития континентальной коры в пределах океана: шельф, континентальный склон, краевые плато, микроконтиненты; *5* – *трансформные разломы*: *а* – ординарные, *б* – магистральные; *6* – другие разломы: *а* – сдвиги, *б* – сбросы, *в* – взбросы; *7* – *абиссальные котловины*; *8–10* – *спрединговые зоны срединно-океанских хребтов* и *задуговых морей*: *8* – с четко выраженной рифтовой долиной, *9* – без рифтовой долины, *10* – оси отмерших зон спрединга; *11* – глубоководные троги несубдукционной природы; *12* – границы спрединговых хребтов; *13* – области проявления современного внутриплитного магматизма; *14* – *внутриплитные поднятия* океанской коры (океанские плато и "асейсмичные" хребты); *15* – активные *зоны субдукции*; *16* – зоны субдукции, утратившие активность; *17–19* – *вулканические островные дуги*: *17* – энсиматические, *18* – энсиалические, *19* – энсиматические, утратившие активность; *20* – области внутриплитных деформаций океанской коры; *21* – наиболее интенсивно деформированные блоки в пределах последних; *22–26* – *разновозрастные сегменты*: *22* – с раскрытием в юре, *23* – то же, в раннем мелу, *24* – то же, в позднем мелу – палеоцене, *25* – то же, в эоцене–олигоцене, *26* – в миоцене–квартере; 27–35 – см. на рис.13.1, 14.1, 15,1; *глубоководные котловины и другие крупные акватории*: Лф – Лофотенская, Нр – Норвежская, СА – Северо-Американская, Кн – Канарская, ЗМ – Зеленого Мыса, Бр – Бразильская, Ан – Ангольская, Ар – Аргентинская, Кп – Капская, Аф-Ан – Африкано-Антарктическая, К – Карибское море, Ск – море Скотия; *второстепенные котловины и акватории*: Бф – Баффина, Лб – Лабрадорская, Ир – Ирмингер, Ис – Исландская, Нф – Ньюфаундлендская, Иб – Иберийская котловина, АП – Алжиро-Прованский бассейн, Тр – Тирренское море, Ио – Ионическое море, Сл – Сьерра-Леоне, Гн – Гвианская, Гв – Гвинейская, Сб – Сигсби, Ю – Юкатанская, Км – Кайман, Кб –Колумбийская, Вн – Венесуэльская, Г – Гренада; *микроконтиненты и краевые плато*: Я – Ян-Майен, Р – Роколл, Ф – Фолклендское, БА – Берд-Айленд, ЮОр – Южных Оркнейских островов, Ас – Астрид, С – Сан-Паулу (Сантуш); *области проявления современного внутриплитного магматизма*: Ис – Исландия, Аз – Азорские о-ва, МТ – Мадейра-Торе, Кн – Канарские о-ва, ЗМ – о-ва Зеленого Мыса, В – о-в Вознесения, СЕ – о-в Св. Елены, ТК – о-в Тристан-да-Кунья, Г – о-в Гоф, Б – о-в Буве; *внутриплитные поднятия океанской коры*: ГИФ – Гренландско-Исландско-Фарерский порог, АБ – Азорско-Бискайское, Уг – Угловые горы, Бм – Бермудское, Б – Беата, Сеа – Сеара, СЛ – Сьерра-Леоне, РГ – Риу-Гранди, К – Китовый хребет, Дк – Дискавери, Кп – Капский хребет, Мт – Метеор, Шн – Шона, Мд – Моуд; *зоны субдукции*: МА – Малых Антилл, ЮА – Южных Антилл. Буквы на условных знаках – океаны: А – Атлантический, Л – Ледовитый, И – Индийский, Т – Тихий

части солями; мощность этих отложений достигает 8 км! Переход от рифтовой стадии к дрифтовой (спрединговой) совершился разновременно – в юго-западном субсегменте окраины (ныне относящемуся к США) в самом начале юры (200 млн лет т.н., сопровождаясь деформациями сжатия и внедрением силлов и даек диабазов, а в северо-восточном, Канадском субсегменте после этого магматизма – в начале средней юры (185 млн лет т.н.).

Пострифтовый разрез Северо-Американской континентальной окраины включает полную серию среднеюрских–четвертичных отложений. Они выполняют полосу прогибов-бассейнов, в которых их мощность достигает 8–13 км, а вместе с синрифтовыми осадками до 16–18 км. Таких прогибов, вытянутых вдоль окраины и разделенных порогами, именуемыми платформами, насчитывается шесть. Границы этих платформ, на которых мощность чехла и полнота его разреза существенно убывают, совпадают с разломами, поперечными к краю континента. Размещены прогибы в пределах шельфа; вдоль их внешнего края простирается продолжающийся из Мексиканского залива барьерный риф, начало формирования которого относится к средней юре, а отмирание – к баррему на севере, альбу на юге. Противоположный борт прогибов совпадает с флексурой фундамента, погружающегося от 2–4 км до >8 км, и достаточно резким уменьшением мощности коры. В основании пострифтового разреза залегают обломочные осадки и эвапориты, а выше преобладают обломочные отложения, но в верхнем мелу, особенно на юге, они частично вытесняются мелом. После перерыва на границе мела и палеогена, возобновляет-

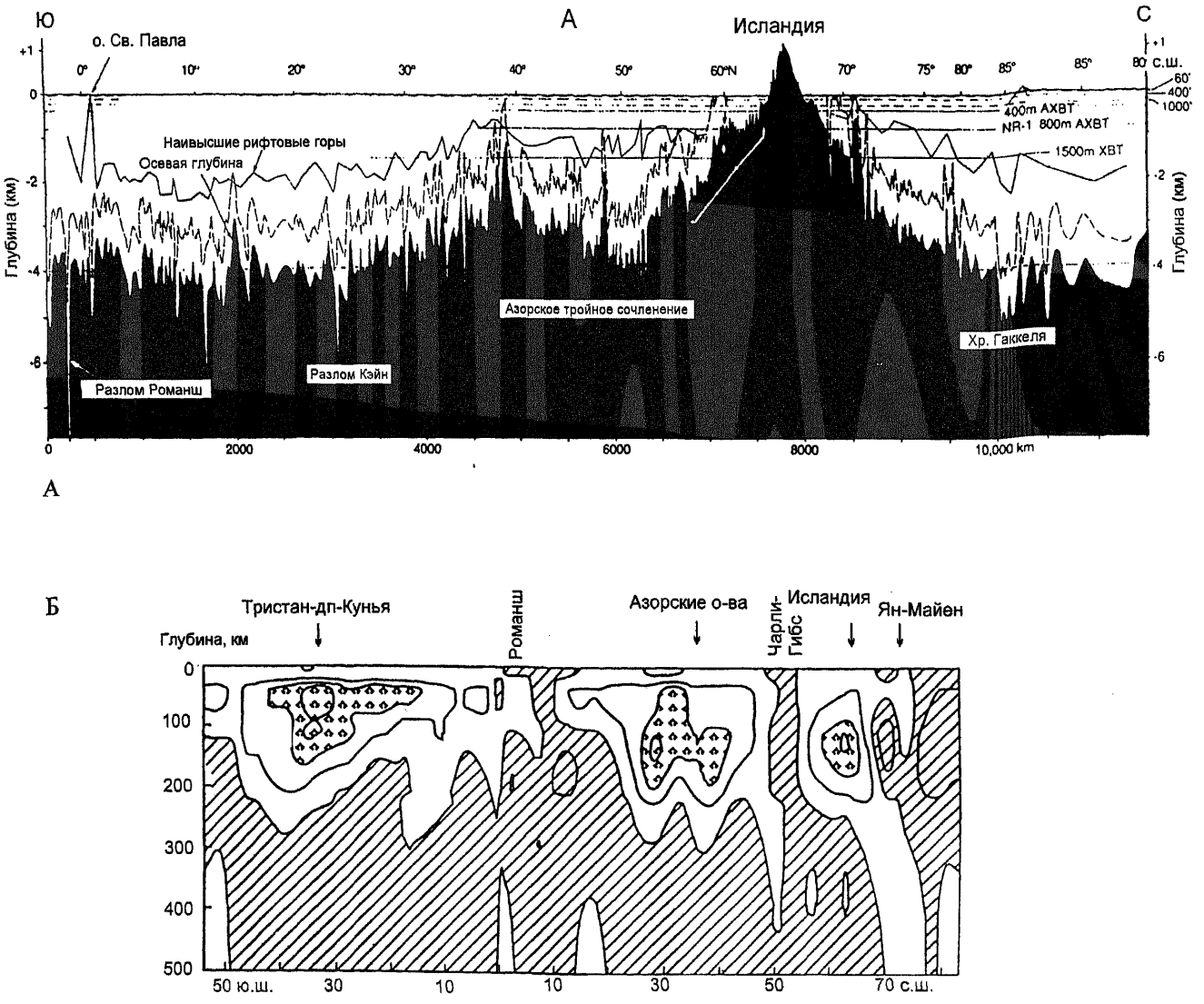


Рис. 12-2. Продольный топографический профиль Срединно-Атлантического хребта (А) и вариации скоростей S-волн вдоль Срединно-Атлантического хребта (Б) между районами Тристан-да-Кунья и Ян-Майен (по Д.Джонгу, Т.Танимото и Е.М.Столперу)

Интервал контуров 0,5%. Расстояние свыше 13000 км. Области низких скоростей показаны крапом, высоких – штриховкой. На профиле видны три обособленных массива, отражающих крупнейшие мантийные неоднородности и обладающие сложной конфигурацией. Южные и центральные неоднородности обладают океанской мантией. Исландско-Янмайенская неоднородность отвечает мантии различного характера. Гетерогенности разделены демаркационными разломами – Романш и Чарли-Гиббс

ся карбонатонакопление, причем относительно глубоководное, но начиная с олигоцена и доныне снова господствует отложение терригенных осадков.

В направлении абиссальной котловины глубоководность осадков естественно возрастает, а их мощность быстро уменьшается.

Весьма спокойное, субгоризонтальное залегание пострифтового комплекса нарушается сбросами в его нижней части, проникающими из синрифтового этажа, а также соляными и магматическими диапирами. Первые приурочены в основном к внешней кромке шельфа.

К югу от Багамского архипелага пассивная окраина Центрально-Атлантического сегмента становится активной. В ее северной части океан граничит через Антильский краевой вал с глубоководным желобом Пуэрто-Рико, морфологически выраженным лишь до середины дуги Малых Антилл. Южнее широты о-ва

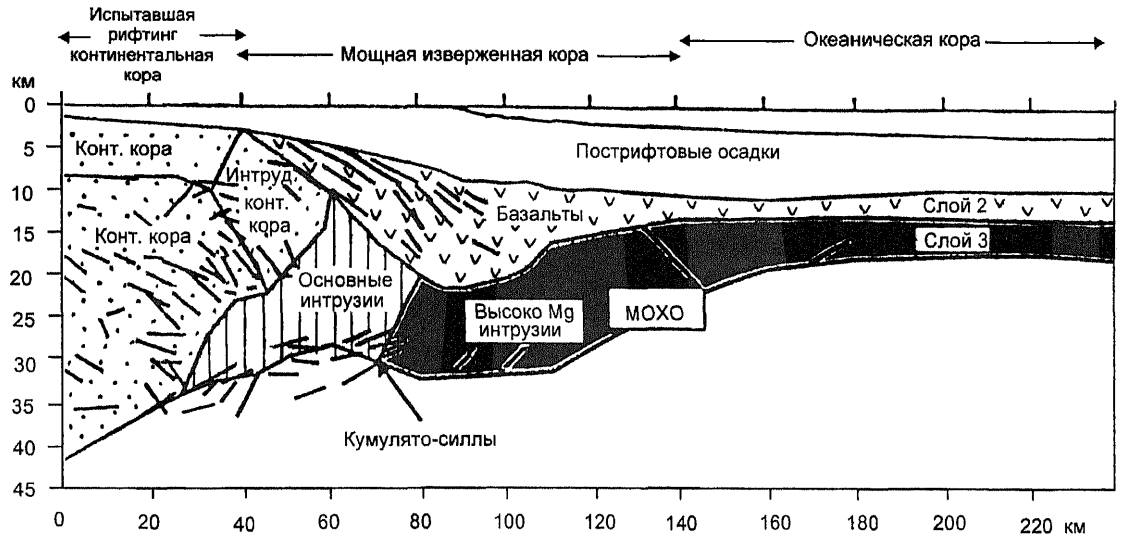


Рис. 12-3. Геологическая интерпретация профиля через Северо-Американскую окраину Атлантики (по Дж.Рестону)

Основана на данных сейсмики отраженных волн, сейсмических скоростях и плотности. Мощная магматическая кора, состоящая из базальтов в пределах наклоненного к океану клина и подстилающих основных интрузивов, занимает зону 100-километровой ширины между подвергшейся рифтингу континентальной и океанской корой. Предполагаемое латеральное увеличение содержания MgO в нижней коре отражает увеличение скоростей от 6,7 до 7,5 км/с

Гваделупа он оказался засыпанным осадками, вынесенными рекой Ориноко с Южно-Американского континента, и следится лишь по характерной гравитационной аномалии. Эти осадки в процессе субдукции атлантической литосферы под Антильскую дугу были интенсивно деформированы, создав аккреционный клин, увенчанный поднятиями о-вов Барбадос и Тобаго, отвечающих внешней невулканической дуге. Она отделена от вулканической дуги Малых Антилл внешнедуговым прогибом Тобаго. Аккреционный клин в районе о-ва Барбадос был детально изучен сейсмикой и бурением, и результаты этого бурения были изложены выше в разделе 3.2. На юге Антильская окраина ограничивается разломом Барракуда, лежащим на продолжении разлома Ока на севере Южно-Американского континента.

Структура восточной половины Центрального сегмента Атлантики, расположенной между Срединным хребтом и Африканским континентом, сходна в принципе с западной, но достаточно существенно отличается на более детальном уровне. Симметрично по отношению к Северо-Американской котловине к востоку от хребта здесь расположена так же глубоководная (5–6 км) *Канарская котловина*. Но ее примечательной особенностью является приуроченность к ней молодых вулканических архипелагов, находящихся на продолжении протягивающихся со стороны континента и поперечных к борту котловины разломов. Это архипелаги Мадейра, Канарский и о-вов Зеленого мыса. Канарские острова, в частности, расположены на продолжении Южно-Атласского разлома – северной границы древней Африканской платформы, выходящего в море у Агадира. Вулканизм здесь начался еще в среднем олигоцене и продолжается до современной эпохи. Остров Мадейра расположен севернее Канарских островов, современной вулканической активности не обнаруживает, последние вулканические процессы относятся к миоцену и плиоцену.

Но особый интерес представляет наиболее южная группа внутриплитных поднятий рассматриваемого сегмента – *о-ва Зеленого мыса*. На них обнаружены заметно деформированные флишевые глубоководные отложения самых низов мела, подстилаемые верхнеюрскими(?) океанскими пиллоу-базальтами. Этот комплекс прорван миоценовым щелочным интрузивным комплексом. В позднем же миоцене на архипелаге начался наземный вулканизм, продолжившийся в плиоцене.

Все перечисленные молодые вулканические архипелаги расположены на относительно более древней океанской коре, но в их пределах эта кора заметно утолщена, очевидно за счет магматизма, о первично мантийном происхождении которого свидетельствует щелочно-базальтовый состав его продуктов. Обращает на себя внимание, что этот неогеновый вулканизм одновременно проявился и на прилегающей окраине

Африканского континента, причем не только на древней платформе, но и в герцинидах и альпидах Магриба, а также в море Альборан и даже на юго-востоке Испании, в районе Альмерии. Таким образом вырисовывается обширное «горячее поле», геодинамическая природа и локализация которого пока не получили должного объяснения.

Африканская континентальная окраина Центрального сегмента Атлантики в принципе построена сходно с североамериканской, но обладает определенными особеностями. Кристаллический фундамент, представленный докембрийскими гнейсами, здесь был вскрыт бурением на плато Мазаган у побережья Марокко в основании склона на глубине 3607 м, а другая скважина на еще большей глубине – 3992 м, вошла в каменную соль, которая, судя по материалам других скважин, как и на западной стороне океана, венчает разрез триасового рифтогенного комплекса наряду с базальтами. С этой толщей, опять же как и на западе, связаны соляные купола близ африканского побережья. Выше залегает уже пострифтовый комплекс, сложенный мелководно-морскими карбонатами средней и верхней юры и в основном терригенными отложениями мела и кайнозоя. Опять же, подобно североамериканской окраине, здесь вырисовывается система периокеанских прогибов, восточные крылья которых выходят на сушу; это *прогибы Эссауира* и *Тарфайя* в Марокко, *Ааюн* в Марокко и Мавритании и *Сенегальский*.

История раскрытия и дальнейшего развития Центральной Атлантики установлена по целому комплексу данных. Во-первых, здесь выявлена полная серия магнитных аномалий не только Ламонтской шкалы, но и мезозойской шкалы, до М25 включительно, причем между этой аномалией и границей распространения океанской коры на американской стороне еще выделяется довольно широкая полоса спокойного магнитного поля. Во-вторых, скважина 534 глубоководного бурения в Блейк-Багамской впадине на юге Северо-Американской котловины вскрыла пелагические келловейские отложения. В третьих, несогласие, разделяющее рифтовый и пострифтовый комплексы и отвечающее началу спрединга, датировано ~200 млн лет (граница триаса и юры) в южной части американской окраины и ~185 млн лет (граница ранней и средней юры) в ее северной части по соотношению этого несогласия с магматическими проявлениями. И, наконец, недавно на о-ве Фуертевентура Канарского архипелага обнаружены океанические базальты тоарского (185 млн лет) возраста.

Раскрытию Центральной Атлантики предшествовал довольно продолжительный этап континентального рифтинга в триасе, распространявшегося на значительную площадь как в Северной Америке, так и в Северо-Западной Африке. Переход от рифтинга к спредингу сопровождался интенсивным мафическим магматизмом. Зона спрединга, первоначально, естественно, очень узкая, простиралась из Центральной Атлантики на запад в Мексиканский залив и на восток в Лигурийский Тетис. В бате в Мексиканском заливе и в Атлантике началось мощное соленакопление, прерванное расширением бассейна в конце бата и образованием карбонатных платформ по его периферии. К концу юры ось спрединга переместилась из Мексиканского залива в прото-Карибское море и протянулась отсюда в Протопацифику через современные Северные Анды. К дальнейшей истории этого океана мы вернемся после рассмотрения его смежных с Центральной Атлантикой сегментов.

12.2. Ньюфаундлендско-Иберийский сегмент

Этот сегмент, более узкий, чем предыдущий, простирается от о-ва Ньюфаундленд с его обширной подводной окраиной до Кельтского моря, подступов к Ла-Маншу (Western Approaches), Бретани, Бискайского Залива и Иберийского п-ова. Его южным ограничением на западе служит Ньюфаундлендский трансформный разлом, на востоке Азоро-Гибралтарский разлом, северным ограничением – разлом Чарли-Гиббса. *Срединно-Атлантический хребет* в пределах сегмента образует изгиб, обращенный выпуклостью к востоку. Он обладает шириной порядка 1000–1300 км; рифтовая долина выражена хорошо и имеет глубину порядка 2,5–4,0 км, а отдельные пики гребневой части поднимаются до отметки <1км. Хребет рассечен небольшими трансформными разломами; самый заметный разлом – разлом Курчатова на 41° с.ш.

Срединный хребет местами спускается к смежным абиссальным равнинам довольно крутыми ступенями. К западу от него выделяется сравнительно небольшая и неглубокая (4,5–5,0 км) *Ньюфаундлендская котловина*. Эта котловина примыкает на западе к широкой (400–500 км) подводной окраине Ньюфаундленда и Новой Шотландии. На восточном краю обширного шельфа расположена Большая Ньюфаундлендская банка с глубинами 50–100 м, а вдоль северо-восточной окраины – банки Орфэн-Нолл и Флемиш-Кэп (глубины 150–300 м). На восток от Большой банки тянется цепочка вулканических гор, возникших, вероятно, вдоль трансформного разлома.

Осадочный чехол на Ньюфаундлендской окраине обладает большой, до 12 км, мощностью и в районе Большой банки выделяется довольно крупный прогиб – нефтегазоносный бассейн Жанны д'Арк. В основании чехла залегают верхнетриасовые континентальные

обломочные красноцветы, очевидно отвечающие стадии рифтинга. Они перекрываются соленосной формацией раннеюрского возраста, с которой связаны проявления соляного диапиризма, а выше следуют уже морские карбонатно-терригенные пострифтовые отложения средней и верхней юры, мела и кайнозоя.

Сейсмические данные по канадской окраине сегмента показали, что характерное для более южного сегмента глубинное строение с развитием в переходной зоне от континентальной к океанской коре магматического блока здесь не наблюдается, т.е. данная окраина относится уже к «авулканическому» типу.

Восточная половина сегмента, примыкающая к Европейскому континенту, построена сложнее западной. Здесь выделяется две котловины: северная, *Западно-Европейская*, и южная, *Иберийская*. Первая включает абиссальную равнину Бискайского залива глубиной 4,5–4,8 км; глубины второй до 5,1–5,2 км. Юго-восточнее Иберийской котловины и непосредственно севернее зоны Азоро-Гибралтарского разлома лежит еще небольшая впадина Тагус, ограниченная на западе меридиональной грядой Торе, на южном продолжении которой уже по ту сторону Азоро-Гибралтарского разлома находится о-в Мадейра.

Сама зона Азоро-Гибралтарского разлома, с которой обычно совмещают границу Евразийской и Африканской литосферных плит, имеет довольно сложное и изменяющееся по простиранию строение. Непосредственно в области ее тройного сочленения с осью спрединга Срединно-Атлантического хребта, в основном к востоку от него расположен Азорский вулканический архипелаг. Вулканическая деятельность в его пределах началась в плиоцене и продолжается в современную эпоху, а продукты этой деятельности принадлежат щелочно-базальтоидной магме. Считается, что этот архипелаг обязан своим образованием мантийному плюму. Главный тектонический разрыв проходит через северную часть архипелага и сочетает черты трансформного разлома и сброса, т.е. структуры растяжения. Между тем восточнее, вблизи побережья Португалии находится банка Горриндж, обладающая надвиговым строением – ее южное крыло, сложенное породами 3-го слоя океанской коры, надвинуто на северное с полным разрезом последней. Таким образом Азоро-Габралтарский разлом на западе обнаруживает признаки транстенсии, а на востоке – транспрессии (рис.12-4). К этому надо добавить, что еще восточнее, на Иберийском п-ове и в Магрибе среди нескольких

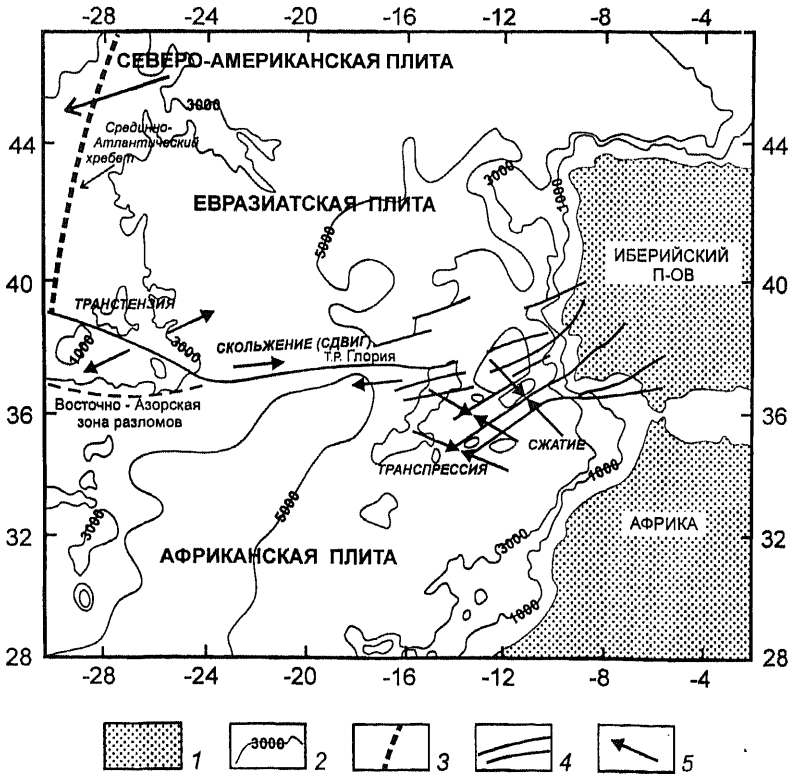


Рис. 12-4. Общая тектоническая схема Азоро-Гибралтарской зоны разломов – границы Евразийской и Африканской литосферных плит в Атлантическом океане (по В.Е.Вержбицкому)

1 – суша; *2* – изобаты, м; *3* – осевая часть Срединно-Атлантического хребта; *4* – разломы; *5* – векторы относительных перемещений литосферных плит

субширотных разрывов трудно выделить разрыв, который мог бы считаться единственным непосредственным продолжением Азоро-Гибралтарского разлома, т.е. здесь граница плит приобретает диффузный характер.

Европейская континентальная окраина рассматриваемого сегмента отличается достаточно сложной конфигурацией и строением, что в значительной степени объясняется тем, что структуры континента в своем большинстве подходят к границе океана под значительным углом. С севера на юг вдоль нее выделяются: банка Поркьюпайн к западу от Ирландии, своей северной частью продолжающаяся в более северном сегменте океана (см. раздел 12.3), отрог Гобан, лежащий на продолжении п-ова Корнуолл и Бретани и отделенный от банки Поркьюпайн одноименным прогибом, Бискайский залив с крупными подводными возвышенностями на юге и, наконец, Иберийская подводная окраина с суживающимся к югу шельфом и крупной банкой Галисия на севере против побережья одноименной испанской провинции. С востока в область европейской окраины выходят поперечные к ее простиранию рифтогенные прогибы Кельтского моря к югу от Ирландии, Западных подступов (Western Approaches) к Ла-Маншу и, наконец, Аквитанский бассейн на юге Франции, открывающийся в Бискайский залив.

Происхождение *Бискайского залива* – наиболее крупной структуры данной окраины, связывается с раздвигом вдоль субширотной оси спрединга, отходившей от основной срединно-атлантической в месте ее наибольшего изгиба к востоку. Гипотеза такого клинообразного раздвига-сфенохазма, выдвинутая У.Кэри еще в 1958 г., получила в дальнейшем полное подтверждение, а возраст его был установлен как средне- и позднемеловой. Северо-восточная, арморикан-ская окраина залива, а также окраина отрога Гобан характеризуются типичной для симметричных континентальных рифтов структурой, определяемой ступенчатыми листрическими сбросами, расчленяющими кору на наклоненные внутрь континента горсты и находящиеся между ними полуграбены. Такая же структура оказалась свойственной и Иберийской окраине (рис. 12-5), но здесь было обнаружено крайне интересное и неожиданное явление – развитие между зоной утоненной континентальной коры шириной ~150 км и типичной океанской корой в полосе ~130 км шириной пород верхней мантии – серпентинизированных перидотитов, образующих «Перидотитовую гряду», сопровождаемую с океанской стороны еще узкой, 10–20 км, полосой аномально тонкой (2,5–3,5 км) коры океанского типа. Предполагается, что выход мантийного материала на поверхность дна бассейна и его серпентинизация произошли в момент разрыва континентальной коры; ему предшествовал и способствовал подъем астеносферы, вызвавший также внедрение основной магмы в утоненную континентальную кору.

На общем фоне достаточно типичного для пассивных континентальных окраин развития и строения европейской окраины выделяется своей спецификой Северо-Иберийская окраина Бискайского залива. Эта окраина с конца мела развивалась в режиме не дивергенции, а конвергенции. Развитие этой окраины было связано с развитием расположенных на ее восточном продолжении Пиренеев. Однако в то время как Пире-

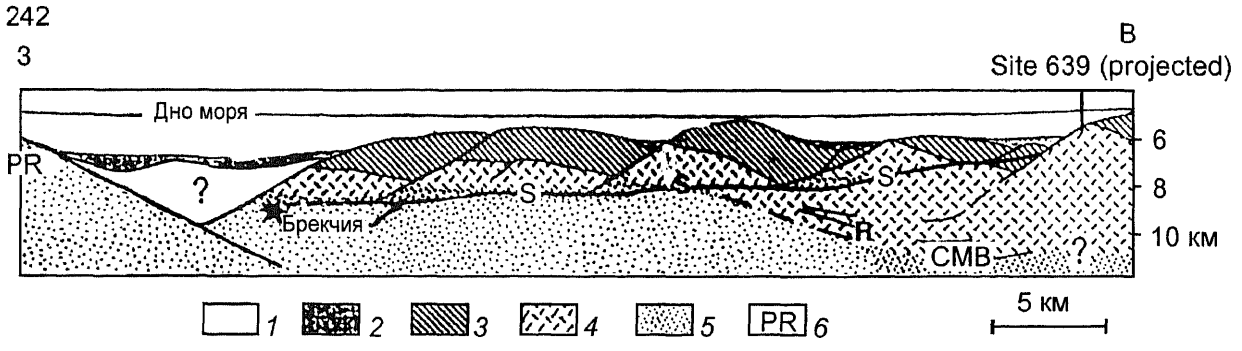


Рис. 12-5. Возможная интерпретация литологических единиц фундамента вдоль сейсмического профиля через Западно-Иберийскую окраину (по Дж.Рестону)

S – поверхность тектонического срыва (detachment), отделяющего породы верхней коры от нижнекоровых пород (на востоке) или серпентинизированной мантии (на западе). S и R вместе образуют границу коры и мантии (CMB), Мохо залегает ниже. Перидотитовый кряж PR, лежащий к западу от S, мог обнажаться на дне океана благодаря смещению вдоль отдельной структуры, погружающейся к востоку. *1* – осадки, отложенные после начала спрединга; *2* – синрифтовые осадки; *3* – синрифтовые и предрифтовые осадки; *4* – коровый фундамент (возможно, брекчированный выше линии S); *5* – серпентинизированный перидотит, переходящий с глубиной в несерпентинизированный; 6 – Перидотитовый хребет (серпентинизированный)

нейский ороген образовался в результате поддвига Иберийской плиты под Евразийскую, здесь наблюдался поддвиг океанского ложа Бискайского залива под континентальную Иберийскую плиту, т.е. субдукция. Вследствие этого вдоль окраины возник Северо-Испанский трог, выполненный турбидитами и пелагическими глинами. Его южное крыло по добурдигальским отложениям представляет типичный аккреционый клин, в строении которого участвуют отложения от среднеэоценовых до нижнемиоценовых. Таким образом, активная субдукция прекратилась здесь в раннем миоцене, но некоторая тектоническая активность сохраняется доныне, судя по землетрясениям к северу от банки Галисия с фокальными механизмами поддвигового типа.

Начало раскрытия Ньюфаундлендско-Иберийского сегмента Атлантики относится к раннему мелу. Ему предшествовал импульс континентального рифтинга в конце юры – начале мела, второй после позднетриасового–раннеюрского. Спрединг распространялся с юга на север и раньше всего затронул впадину Тагус (134 млн лет т.н. – на границе готерива и баррема). Иберийская котловина стала раскрываться в барреме, а в начале апта спрединг распространился на Бискайский залив и окраину Ньюфаундленда, закончив тем самым формирование данного сегмента Атлантики. Спрединг в Бискайском заливе продолжался до конца мела, а затем началась субдукция его коры под Иберийскую плиту, закончившаяся в раннем миоцене.

12.3. Лабрадорско-Британский сегмент

Этот, следующий к северу сегмент Атлантики ограничен с юга трансформным разломом Чарли-Гиббса, простирающимся от северо-восточной окраины банки Орфэн-Нолл к южному побережью Ирландии и Бристольскому заливу, а с севера Гренландско-Исландско-Фарерским порогом. Сегмент устроен довольно сложно, что отражает его непростую историю (рис.12-6).

Ось *Срединно-Атлантического хребта* смещается по разлому Чарли-Гиббса на 300 км к западу и таким образом хребет в данном сегменте оказывается приближенным к западной окраине океана. Он простирается сначала, на расстоянии около 100 км, в меридиональном направлении, перпендикулярно направлению спрединга, и затем отклоняется к северо-северо-востоку и выходит к п-ову Рейкьянес на юге Исландии, откуда произошло название этого сегмента срединного хребта – *хребет Рейкьянес*. Особенностью хребта Рейкьянес является, во-первых, косое, под углом 30°, простирание по отношению к направлению спрединга, происходящего в настоящее время со скоростью 1 см/г., и, во-вторых, влияние мощного мантийного плюма под Исландией, возрастающее по мере приближения к острову. Так, рифтовая долина, хорошо выраженная в южной части хребта, к югу от 60° с.ш., с глубинами 2,5–2,9 км против 1,8–1,6 км обрамляющих гребней, отсутствует в северной части хребта, где вместо нее появляется осевое поднятие с глубинами менее 1 км, ограниченное крутыми уступами. Ширина хребта уменьшается на севере до 500 км против 800 км на юге. Хребет, протягивающийся на расстояние ~800 км, лишен трансформных разломов, единственный такой разлом отделяет его на юге от меридионального отрезка. Но хребет пересекается мелкими нетрансформными разрывами, косыми по отношению к его простиранию, расположенными кулисообразно и перпендикулярно направлению спрединга. Такое же расположение обнаруживают молодые вулканические гряды в осевой зоне хребта. Все эти особенности объясняются косым растяжением.

На западе хр. Рейкьянес отделен от узкой континентальной окраины южной Гренландии так же довольно узкой *котловиной Гардар*, а к югу от южной оконечности Гренландии и между ней и северо-восточным побережьем п-ова Лабрадор в северо-западном направлении простирается ***Лабрадорское котловинное море***. Последнее обязано своим образованием спредингу, начавшемуся здесь в самом конце мела и продолжавшемуся до позднего эоцена.

Лабрадорское море отделяется на северо-западе порогом пролива Девиса от Баффинова залива. Его глубины возрастают в юго-восточном направлении, к открытому океану, от 3 до 4,5 км. В средней части котловины протягивается цепочка подводных гор – Срединно-Лабрадорская гряда, отвечающая древней оси спрединга. На юго-востоке она примыкает к флангу Срединно-Атлантического хребта, намечая здесь точку былого тройного сочленения осей спрединга.

В поперечном профиле Лабрадорская котловина построена асимметрично, что объясняется перескоком оси рифтинга и спрединга в течение ее формирования. Лабрадорская окраина значительно шире Гренландской, которая ограничивается крутым склоном. Под внешним шельфом и склоном Лабрадорской окраины установлен глубокий прогиб, выполненный мелководными песчано-глинистыми отложениями неокома–палеоцена, подстилаемыми берриас-готеривскими базальтами. Структура прогиба осложнена многочисленными сбросами, расчленяющими ее на систему горстов и грабенов; их образование, очевидно, связано со стадией рифтинга. Ось спрединга, начавшегося в позднем мелу, первоначально простиралась северо-восточнее раннемелового рифтовой системы, чем и объясняется отсутствие раннемелового прогиба под Гренландской окраиной. В дальнейшем осадконакопление на лабра-

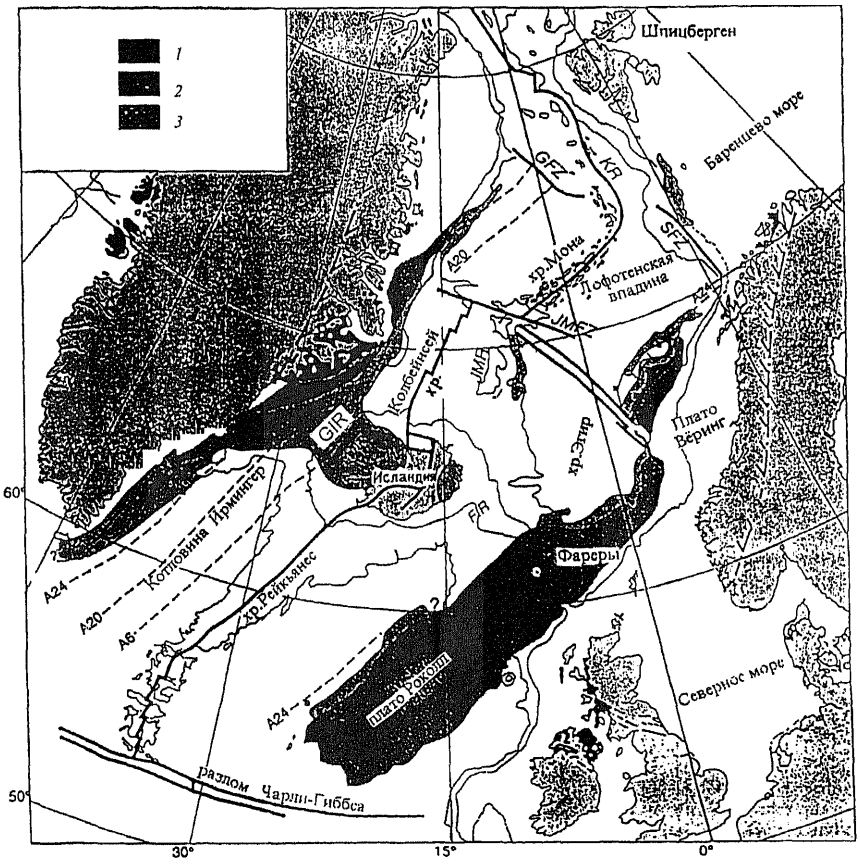


Рис. 12-6. Распределение отложений с наклоненными к океану отражающими площадками (рефлекторами) и континентальных плато-базальтов Северо-Атлантической вулканической провинции с указанием мест глубоководного бурения по проектам DSDP и ODP (по Г-Х.Ларсену и др.)

KR – хр. Книповича; GFZ – Гренландский разлом; SFZ – разлом Сенья; JMFZ – Ян-Майенский разлом; JMR – хр. Ян-Майен; GIR – Гренландско-Исландский хребет; FIR – Фареро-Исландский хребет. Пунктирные линии – магнитные геохроны; сплошные линии – хребты или разломы; пунктирные линии с косой штриховкой – надвиговые фронты каледонид. *1* – базальтовые покровы и силлы на суше; *2* – то же, в море; *3* – отложения с наклоненными к морю рефлекторами

дорской стороне также было более мощным; общая мощность мела и кайнозоя достигает 6 км.

Строение Гренландской окраины Лабрадорского моря отличается некоторым своеобразием. Континентальная кора мощностью в 30 км резко, до 3 км, утончается под континентальным склоном, главным образом за счет выклинивания нижней коры. Далее в сторону моря ее мощность возрастает до 6 км благодаря появлению в ее основании слоя со скоростями 7,0–7,6 км/с мощностью в 4–5 км, распространяющегося на полосу шириной ~80 км.

Пролив Девиса, соединяющий Лабрадорское море с Баффиновым заливом, в подводном рельефе выражен порогом с минимальными глубинами менее 500 м. Порог отвечает, скорее всего, вулканическому сооружению, аналогичному Гренландско-Исландско-Фарерскому порогу, рассматриваемому в следующем разделе. Предполагается, кроме того, что вдоль его оси проходит сдвиг, соединяющий оси спрединга Лабрадорского моря и Баффинова залива.

Баффинов залив расположен между о-вами Баффина, Девон и Элсмир на западе и Гренландией на востоке. Его глубины лишь несколько превышают 2 км, в основном из-за присутствия мощной толщи кайнозойских осадков. Между тем линейные магнитные аномалии, протягивающиеся сюда из Лабрадорского моря, показывают, что осевая часть залива подстилается корой океанского типа. В северной части залива сейсмические скорости позволяют предполагать, что вместо нормальной океанской коры осадки здесь подстилаются серпентинизированными породами мантии, выступ которой образовался в начальную стадию амагматического рифтинга. Начало последнего совпало с границей мел/палеоген; в интервале 57–54 млн лет т.н. пре-

обладали сдвиговые смещения, а между 54 и 34 млн лет т.н. они сменились сжатием – это так называемый орогенез Юрика, проявившийся и на Шпицбергене.

На северном окончании Баффинова залива от него в северо-восточном направлении отходит узкий *пролив Нарес*, отделяющий Землю Элсмира от Гренландии, а на запад – пролив Ланкастер – западное звено системы широтных проливов, отделяющих северные о-ва Канадского Арктического архипелага от южных. Таким образом, здесь находится тройное сочленение типа рифт (Ланкастер) – рифт (Баффинов залив) – трансформный разлом (пролив Нарес) с левосторонним смещением.

Возвратимся теперь к восточной половине сегмента. Хребет Рейкьянес граничит на востоке с Исландской котловиной, расположенной к югу от одноименного острова, а последняя примыкает к *плато Роколл*, представляющему типичный микроконтинент, с мощностью коры в 30–32 км и хорошо выраженным гранитно-метаморфическим слоем. Оно имеет грубо прямоугольные контуры и вытянуто, как и все структуры данного сегмента, в северо-восточном направлении. От европейской континентальной коры оно отделено трогом Роколл, рассматриваемым ниже. Поверхность плато лежит на отметках менее 1 км и увенчана несколькими банками с небольшими островами. На них обнажаются гранулиты и граниты раннепротерозойского возраста, а также палеогеновые базальты и позднемеловые–палеогеновые интрузивы. Таким образом, фундамент плато идентичен фундаменту на крайнем юге Гебридского массива Шотландии (террейн Ислей, см. раздел 4.3).

Северо-западная, обращенная к Исландской котловине окраина плато Роколл, по данным сейсмики и бурения, представляет такую же типичную вулканическую окраину, как и окраина Северной Америки к югу от Новой Шотландии, окраины Гренландии и Норвегии, рассматриваемые ниже.

Трог Роколл, отделяющий плато Роколл от континентальной окраины Шотландии (Гебрид) и Ирландии, имеет то же северо-восточное простирание, глубины от 1 до 4 км на юге, замыкается на севере порогом Вайвиль-Томсон между Фарерами и Шотландией и ограничивается на юге разломом Чарли-Гиббса, а на юго-востоке банкой Поркьюпайн. Мощность коры в прогибе уменьшается до 13–17 км против порядка 30 км в ближайшем обрамлении. Мощность осадочно-вулканогенного выполнения 5–6, возможно до 8 км. Природа консолидированной коры под прогибом остается не вполне ясной – она может быть утоненной континентальной (т.е. переходного типа), вероятно, с внедрениями основных магматитов, либо океанской; не установлен и возраст этой коры, поскольку здесь можно ожидать проявления нескольких фаз рифтинга – в конце карбона – начале перми, в конце триаса – начале юры, в середине мела. Бурением и сейсмикой установлено присутствие нижнемеловых синрифтовых осадков и вулканитов, верхнемеловых пострифтовых осадков, палеоценовых вулканитов и интрузивов. Так что наиболее вероятное время образования трога Роколл в современном виде – это конец раннего – начало позднего мела.

История формирования Лабрадорско-Британского сегмента по данным бурения, сейсмики, линейным магнитным аномалиям, датировке вулканитов вырисовывается в следующем виде. Спрединг к концу раннего мела, распространяясь с юга, остановился у разлома Чарли-Гиббса. Вероятно, уже в альбе ось спрединга проникла в трог Роколл, отделив микроконтинент Роколл от Евразии, а в конце мела она распространилась и к северо-западу, положив начало отделению Гренландии от Северной Америки и образованию Лабрадорского моря. В начале палеоцена спрединг распространился и на Баффинов залив. Палеоцен был вообще временем крупных событий во всей Северной Атлантике и Арктике. К этой эпохе относится также отделение плато Роколл от Гренландии и образование спредингового хребта Рейкьянес, а затем и обрамляющих его котловин, а равно более обширного Норвежско-Гренландского бассейна и, наконец, Евразийского бассейна в Северном Ледовитом океане. На площади диаметром в 2000 км от Баффиновой Земли до северо-западной Шотландии и от южной Норвегии до южной части плато Роколл это событие сопровождалось, а частично и предшествовалось мощной вспышкой базальтового и пикритового вулканизма, заставляющей предполагать подход здесь к утоненной литосфере верхушки огромного мантийного плюма или нескольких плюмов (минимум трех) меньших размеров. Исландский плюм – реликт этого гигантского плюма или группы плюмов, первоначальный центр которого находился под южной Гренландией.

Спрединг в Лабрадорском море – заливе Баффина, прекратился к концу эоцена, а в троге Роколл еще значительно раньше, в середине позднего мела, и с этого времени сосредоточился в хребте Рейкьянес, где и продолжается, со скоростью 1 см/г., в современную эпоху.

12.4. Гренландско-Исландско-Фарерский порог

Эта узкая поперечная зона поднятий, с глубинами дна <1 км, увенчанная на западе крупным о-вом Исландия, а на востоке Фарерским архипелагом, отделяет описанный выше сегмент Северной Атлантики от Норвежско-Гренландского бассейна и достигает на

востоке Шетландских о-вов. Ее пересекают соединяющие эти бассейны относительно глубокие прогибы: Гренландско-Исландский и Фареро-Шетландский; последний лежит на продолжении трога Роколл. Первоначально рельеф порога и повышенная мощность коры, особенно под Исландией, давали основание считать его полупогруженным континентальным мостом между Гренландией и Европой, но последующие исследования опровергли это представление и показали, что решающую роль в создании порога сыграл начавшийся в палеоцене и продолжающийся доныне на Исландии вулканизм. Как отмечалось выше, этот вулканизм объясняется активностью мантийного плюма, причем намечается его миграция в восточно-юго-восточном направлении, от Гренландии к Фарерам и Шотландии, но продолжение вулканизма на Исландии несколько нарушает эту картину. В локализации порога определенное значение могла иметь его приуроченность к зоне разломов, продолжающей линеамент Тейсейра-Торнквиста Европы; эти разломы поддаются изучению в районе Исландии (см. ниже), а миграция вулканизма могла происходить вдоль них.

Остров Исландия, находящийся в центре порога, представляет исключительный интерес. По выражению французских ученых, Исландия «сидит верхом» на Срединно-Атлантическом хребте и в ее пределах существует уникальная возможность изучать активные оси спрединга в наземных условиях (рис.12-7).

В структуре Исландии выделяются две рифтовые зоны: Восточная протягивается через весь остров, а в центре острова от нее отходит к юго-западу Западная рифтовая зона. Последняя на п-ове Рейкьянес сочленяется через трансформный разлом, именуемый Южно-Исландской сейсмической зоной, с осью спрединга хр.Рейкьянес. Западная зона у северо-восточного побережья острова через другой трансформный разлом – Тьернес, сочленяется со спрединговым хребтом Колбейнсей – современной осью спрединга южной части Норвежско-Гренландского бассейна (см. раздел 12.5). По этим двум трансформам Исландия оказывается смещенной примерно на 100 км к востоку по отношению к смежным сегментам Срединно-Атлантического хребта.

Обе рифтовые зоны Исландии весьма активны в тектоническом, магматическом и сейсмическом отношении. Скорость спрединга Атлантики на уровне Исландии оценивается по глобальной модели в 19 мм/г., а замеренное недавно в Восточной рифтовой зоне методом GPS растяжение составляет 12 мм/г. В районе кальдеры Крафла на севере Исландии в 1975–1985 гг.

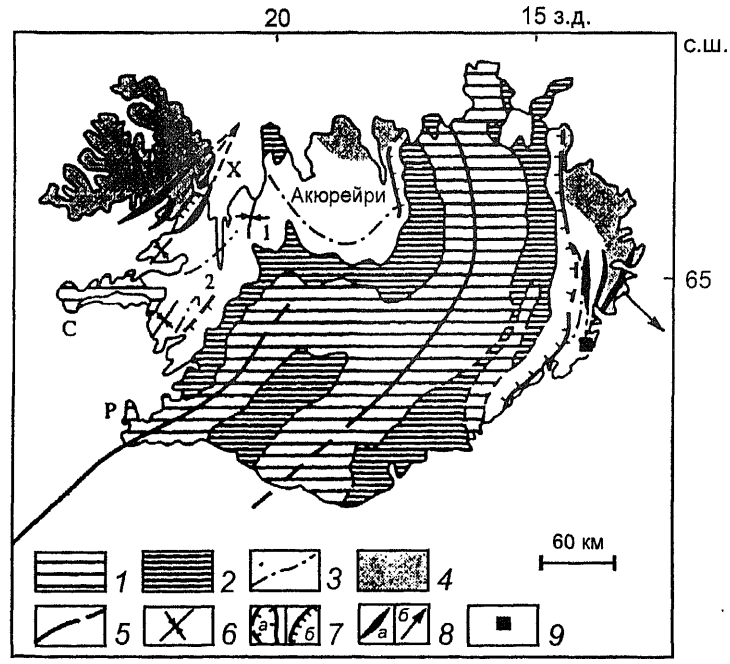


Рис. 12-7. Схема главных структурных элементов Исландии (по А.С.Перфильеву и др.)

1 – неовулканическая зона (поздний плейстоцен – голоцен; <0,7 млн лет); *2* – плиоцен; *3–4* –миоценовые комплексы, породы с возрастом: *3* – 5–10 млн лет (показано положение изохроны 7 млн лет), *4* – >10 млн лет, *5* – оси современного спрединга; *6* – осевые линии "брошенных" рифтовых зон; *7* – флексуры, заложившиеся: *а* – 6,5, *б* – примерно 10,5 млн лет т.н.; *8* – основные дайковые рои: *а* – 8–10-й палеомагнитных эпох на северо-западе и востоке Исландии, *б* – направление вращения вмещающих блоков; *9* – выход гранофиров. Цифры и буквы на схеме: 1 – "синклиналь" (ось палеорифта) Хунаблоун-Скаги, 2 – Борганесская "антиклиналь", Р – п-ов Рейкьянес, С – п-ов Снайфельдснес, Х – Хрута-фьорд

дайковый рой длиной 80 км испытал растяжение на 5 км, сопровождавшееся девятью лавовыми извержениями и инъек-циями даек. Установлено, что магматическая камера находится здесь на глубине 3 км. Таким образом, вулканическая деятельность проявляется в исландских рифтах в форме как трещинных, так и центрального типа извержений, запечатленных, соответственно, в дайковых роях или в виде вулканических конусов и кальдер.

По периферии рифтовых зон последовательно обнажаются более древние вулканиты, вплоть до среднемиоценовых, общей мощностью более 8 км. 80–85% лав имеет базальтовый состав, но около 10% принадлежит лавам среднего и кислого состава, в частности риолитам. Последнее первоначально заставило подозревать контаминацию якобы подстилающей Исландию континентальной коры, но изотопия стронция опровергла это предположение. Наиболее вероятное объяснение происхождения риолитов – анатексис гидратированной базальтовой коры.

В процессе своего развития рифтовая система Исландии претерпевала неоднократную перестройку, и ось спрединга испытала смещение к востоку, равно как и предполагаемое положение центра мантийного плюма.

Общая мощность океанской коры под Исландией составляет от 19 до 35 км; скорости сейсмических волн в мантии – 7,9 км/с под неовулканическими зонами, 8,0 км/с по их периферии, против 7,35 км/с в основании коры и 7,1 км/с в нижней коре.

Очень важные данные были получены в самые последние годы сейсмотомографией относительно глубины зарождения Исландского плюма. Первоначально было показано, что корни плюма достигают не менее 400 км. А совсем недавно было обнаружено, что поверхность раздела верхней и нижней мантии поднята под Исландией на 20 км в радиусе 300 км. Это рассматривается как доказательство подъема плюма из нижней мантии, возможно даже с ее границы с ядром, поскольку на этой границе под Исландией обнаружена зона частичного плавления. Впрочем, по самым новейшим данным, реальное сейсмотомографическое проявление Исландского плюма установлено лишь до верхней границы нижней мантии (Fowlyer et al., 2000).

Фарерские острова, лежащие на восточном окончании рассматриваемого порога, расположены уже на краю Европейской континентальной окраины. Они представляют продукт расчленения базальтового плато позднепалеоценового–раннеэоценового возраста. Изменение состава лав вверх по разрезу с приближением к СОХ-типу отражает переход от континентального рифтинга к спредингу со смещением оси рифта в западном направлении.

12.5. Норвежско-Гренландский сегмент

Это самый северный сегмент Атлантики, который, как указывалось выше, нередко относят уже к Северному Ледовитому океану. Он отделяется от последнего Шпицбергенской зоной трансформных разломов, проходящих касательно к северо-восточному окончанию Гренландии и юго-западному – Шпицбергена. Два крупных трансформных разлома – Ян-Майенский и Гренландский, разделяют этот сегмент на три субсегмента с разной ориентировкой осей спрединга и, соответственно, систем линейных магнитных аномалий (см. рис.12-6).

Современная ось спрединга проходит в южном субсегменте вдоль *хребта Колбейнсей*, возникшего в результате перескока этой оси к западу 13 млн лет т.н., в среднем миоцене. Хребет этот обладает сильно расчлененным рельефом и пересекается разломами нетрансформного типа. Детальные исследования показали, что со времени своего появления структура и морфология этого хребта претерпевали неоднократную реорганизацию, вероятно, связанную с некоторым изменением направления спрединга. Она выразилась в сегментации ранее непрерывно протяженной оси спрединга нетрансформными разломами примерно на границе миоцена и плиоцена, а затем в перескоке этой оси и несимметричном спрединге.

Хребет Колбейнсей отделяется от окраины Гренландии довольно узким прогибом, а сама юго-восточная окраина Гренландии не только относится к типу вулканических окраин, но отличается особенно мощным проявлением магматизма, которое включало не только образование покровов плато-базальтов, но и ряда расслоенных интрузий габбро, в том числе известной Скаергаардской интрузии с возрастом 55 млн лет. Формирование этого комплекса протекало в три фазы: 62–59; 57–54 и 50–47 млн лет, т.е. в палеоцене, раннем и начале среднего эоцена.

На востоке хр. Колбейнсей также сопровождается лишь узким прогибом – *трогом Ян-Майен*, на котором расположено *Исландское плато*, восточная часть которого представляет *микроконтинент Ян-Майен* с мощностью коры ~15 км, указывающей на ее значительное растяжение. По западной периферии микроконтинента от о-ва Ян-Майен, лежащего на пограничном со следующим к северу субсегментом разломе, в направлении Исландии протягивается одноименный хребет. Его склон характеризуется типичной рифтогенной структурой, возникшей, очевидно, в палеогене, до начала спрединга между Гренландией и этим микроконтинентом. Восточнее хребта в структуре микроконтинента выделяется небольшой осадочный бассейн; в нем предположительно могут присутствовать, по аналогии с

гренландской окраиной, палеозойские (D–P), а также более молодые (MZ–KZ) осадки. Восточная окраина микроконтинента, обращенная к Норвежской котловине, в противоположность западной и аналогично Норвежской окраине (см. ниже), является вулканической. Ее формирование относится к позднему палеоцену – раннему эоцену.

Норвежская котловина отличается сравнительно небольшими – до 3,6–3,7 км – глубинами. Посреди котловины проходит гряда с глубинами 2,5 и менее километров, отвечающая полупогребенному осадками спрединговому *хребту Эгир*. Раскрытие котловины вдоль этого хребта продолжалось до раннего миоцена, после чего ось спрединга между Гренландией и Европой переместилась на другую сторону микроконтинента Ян-Майен. Особенностью Норвежской котловины является веерообразный рисунок линейных магнитных аномалий в виде пучка, расширяющегося к северу. Это может объясняться возраставшим к югу растяжением смежного микроконтинента Ян-Майен. Восточным ограничением Норвежской котловины служит Фареро-Шетландский уступ. За этим уступом протягивается краевое поднятие Мёре, сложенное палеоценовыми вулканитами, а между последним и узким Южно-Норвежским шельфом расположен рифтогенный прогиб того же названия, выполненный меловыми и кайнозойскими осадками.

В следующем к северо-востоку субсегменте Норвежско-Гренландского бассейна спрединговый хребет занимает более центральное положение, разделяя примерно равновеликие Гренландскую и Лофотенскую котловины. Этот отрезок Срединно-Атлантического хребта именуется *хребтом Мона;* он имеет достаточно типичное строение с рифтовой долиной глубиной 2,8–3,4 км. Обе обрамляющие его котловины неглубокие: Гренландская – от 3,6 до 3,8 км; Лофотенская – от 2,8 до 3,2 км. В обеих выявлены системы линейных магнитных аномалий, начиная с А24, отвечающей позднему палеоцену (58 млн лет).

Из двух окраин субсегмента к настоящему времени наилучше изучена Норвежская (рис.12-8). В этом субсегменте она шире, чем в более южном; ей соответствует здесь *краевое плато Вёринг,* отделенное уступом от Лофотенской котловины. В структуре этого плато, аналогично более южному сегменту, выделяется три элемента: краевое вулканическое поднятие, бассейн Вёринг и платформа Трёнделаг. Бассейн Вёринг является продуктом рифтинга конца юры – начала мела и заключает толщу меловых и кайнозойских осадков мощностью до 6 и более километров. Эта толща вмещает силлы основных магматитов и глиняные диапиры, пересекающие ее целиком. Мощность подстилающей континентальной коры составляет 20–25 км, а под краевым поднятием выявлена система наклоненных к океану отражающих площадок, отвечающих границам базальтовых покровов. В основании коры присутствует типичное для подобных вулканических окраин магматическое тело повышенной плотности со скоростями продольных сейсмических волн 7,0–7,4 км/с, мощностью до 8 км, которая уменьшается к северу (рис.12-9).

В пределах Гренландской окраины также установлено существование континентального рифтогенного бассейна, формирование которого началось в позднем карбоне, но основной период развития приходится на мезозой.

Граница только что описанного субсегмента с третьим, наиболее северным субсегментом крайнего севера Атлантики четко выражена лишь по западную сторону срединного хребта, где она представлена ограничивающим одноименную котловину Гренландским трансформным разломом. Сам же хребет, плавно, но круто изгибаясь, приобретает меридиональное простирание и на этом самом северном участке называется *хребтом Книповича.* На севере его ограничива-

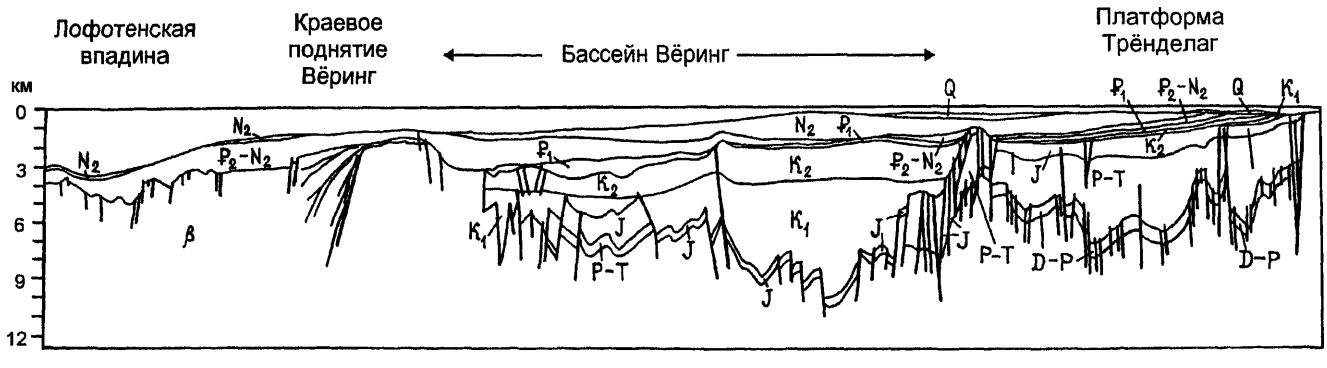


Рис. 12-8. Региональный сейсмический профиль через плато Вёринг (из работы К.Реемса и З.Клутинга)

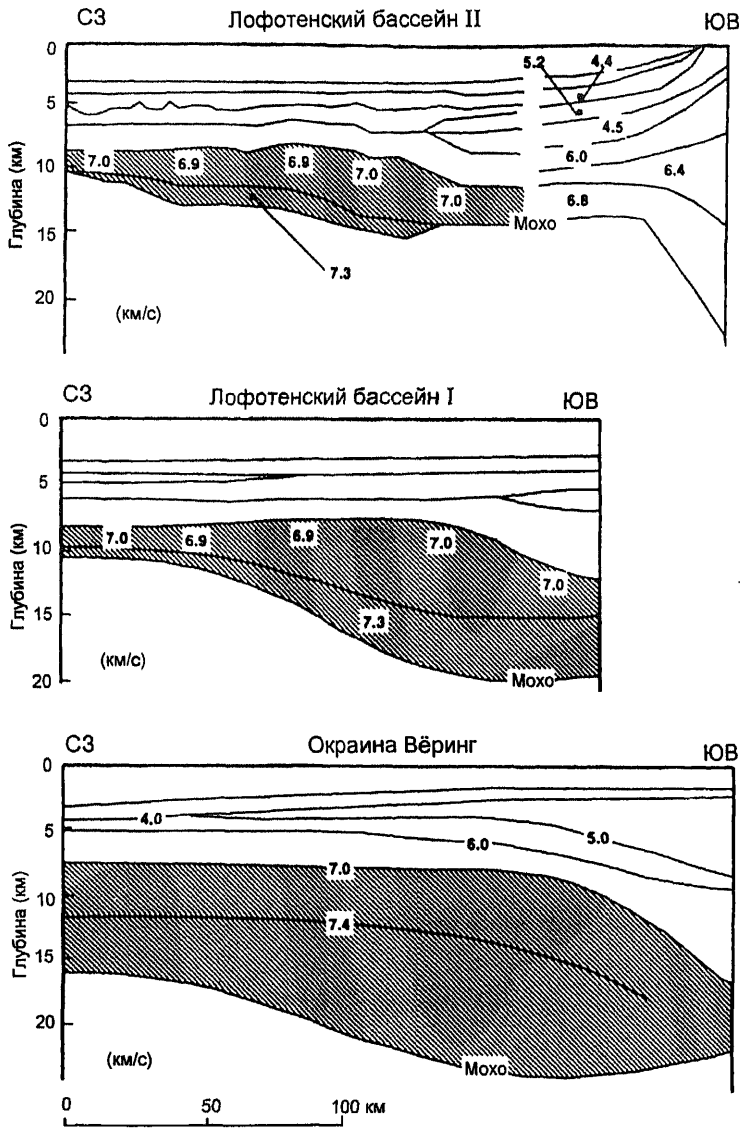


Рис. 12-9. Сейсмические профили через окраины Лофотенской впадины Норвежско-Гренландского сегмента Атлантики

ет Шпицбергенский трансформный разлом, параллельный Гренландскому и служащий северным ограничением Атлантики (в принятом здесь понимании) в целом. К западу от хр. Книповича между Гренландским и Шпицбергенским разломами выделяется небольшая *котловина Бореас*. На востоке Лофотенскую котловину замыкает разлом Сенья северо-северо-западного простирания, лежащий в одной полосе с Гренландским, но с ним не соединяющийся – между ними находится срединный хребет.

Восточная окраина данного субсегмента, прилегающая к Шпицбергену и Баренцевскому шельфу с о-вом Медвежьим, построена довольно сложно и своеобразно (данные Э.В.Шипилова и С.И.Шкарубо, в печати). Западная граница непереработанной континентальной коры четко совпадает с системой разломов Хорнсунн-Кнеллеген, а западнее этих разломов, на юге примерно до разлома Сенья, выделяется полоса шириной до 120–140 км переходной, т.е. сильно переработанной коры первично того же типа, простирающаяся на юге примерно до разлома Сенья, впрочем не строго совпадающего с границей переходной и океанской коры. В основном на эту зону наложен глубокий, выполненный олигоцен-плейстоценовыми отложениями мощностью до 10–11 км Поморский прогиб. Под этим прогибом фиксируется выступ верхней мантии, достигающий

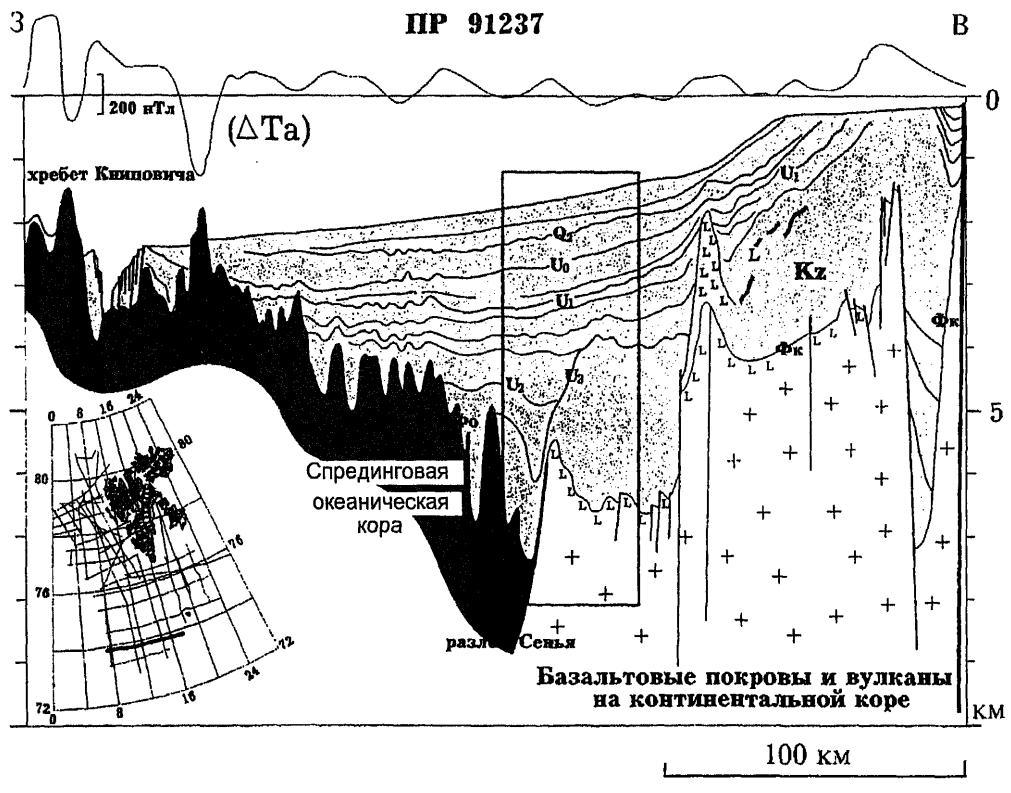


Рис.12-10. Строение северной части Норвежско-Гренландского сегмента Атлантики между хр. Книповича и краем Баренцевского шельфа (по Э.В.Шипилову и др.).

глубины 15–13 км (рис.12-10). На юге Поморский прогиб сменяется базальтовым плато Вестбанкен палеоцен-эоценового возраста. В это же время в раннем эоцене на севере проявилась транспрессия с образованием Западно-Шпицбергенского складчато-надвигового пояса. Лишь затем, в раннем олигоцене, в самой северной части субсегмента начался спрединг.

Закончив с северной половиной Атлантического океана, обратимся теперь к южной, формирование которой так же протекало в направлении с юга на север.

12.6. Приантарктический сегмент

Это самый короткий, самый южный и самый древний сегмент Южной Атлантики – его раскрытие началось 135–130 млн лет назад, т.е. в самом конце юры – начале мела. Северным ограничением сегмента является магистральный Фолклендско-Агульясский трансформный разлом, простирающийся на западе вдоль северного ограничения Фолклендского (Мальвинского) краевого плато и достигающий на востоке юго-восточной оконечности Африканского континента, т.е., по существу, уходящего уже в Индийский океан.

Срединно-Атлантический хребет в пределах данного сегмента характеризуется сильно расчлененным рельефом, на юге с взаимно перекрывающимися отрезками рифтовых долин и аномально малой глубиной гребневой зоны, что объясняется повышенной интенсивностью магматизма, связанной с мантийным плюмом в районе о-ва Буве. Этот остров расположен на южной границе сегмента, в зоне тройного сочленения Южно-Американской, Африканской и Антарктической литосферных плит. Здесь от Срединно-Атлантического хребта к юго-западу ответвляется Американо-Антарктический спрединговый хребет, а к юго-востоку Африкано-Антарктический (Юго-Западно-Индоокеанский) хребет. *Американо-Антарктический хребет* – короткий, он протягивается от о-ва Буве к южному концу Южно-Сандвичевой дуги, находя свое продолжение в сдвиге вдоль южного ограничения дуги Скотия. В строении этого хребта трансформные разломы субширотного простирания имеют большую протяжен-

ность, чем разделенные ими меридиональные отрезки оси спрединга. Все три хребта, сходящиеся у о-ва Буве, отличаются крайне низкой скоростью спрединга – менее 1 см/г. Остров Буве представляет вулканическую постройку, возникновение которой произошло ~6 млн лет т.н. Как показали недавние российско-итальянские исследования (Э.Бонатти и др.), тройное сочленение Буве за последние 4 млн лет испытало значительную перестройку, которая продолжается и в современную эпоху.

На северо-западе Срединно-Атлантический хребет отделяется Фолклендской (Мальвинской) впадиной от одноименного плато, представлющего крупный выступ Южно-Американского континента, протягивающийся на 1000 км в широтном направлении. На севере *Фолклендское плато* ограничено, как уже отмечалось, Фолклендско-Агульясским разломом, отделяющим его от Аргентинской котловины следую-щего к северу сегмента Южной Атлантики, а на юге другой разлом отделяет это плато от Северного хребта Скотия. Вдоль обоих разломов простираются довольно глубокие желоба, а южный разлом сочетает черты левого сдвига и поддвига коры плато под дугу Скотия.

В восточной части Фолклендского плато над поверхностью океана выступают одноименные острова (Аргентина их называет Мальвинскими). На этих островах обнажается, а на периферии вскрыты бурением позднедокембрийский гранито-гнейсовый и палеозойский метаморфический фундамент, раннепалеозоские–девонские и верхнепалеозойские (включая тиллиты) отложения чехла, ранне- и среднеюрский рифтогенный вулканогенно-обломочный континентальный комплекс, пострифтовые морские отложения верхней юры, мела и кайнозоя. К западу от архипелага в структуре шельфа выделяется *Мальвинский бассейн*, заключающий более 7 км юрских и более молодых отложений. Этот бассейн отделен поднятием фундамента от Магелланова прогиба, расположенного уже на континенте. Подобно последнему, он развивался в кайнозое в качестве передового прогиба по отношению к восточному продолжению Патагонских Анд, образующему северный фланг дуги Скотия (см. раздел 6.3.3). Но первоначально Мальвинский бассейн возник в ранней–средней юре в качестве одного из рифтов начальной стадии распада Гондваны и имел северо-северо-западную ориентировку. К востоку от Фолклендских о-вов глубины залегания акустического фундамента возрастают до 5–7 км и здесь вырисовывается еще один прогиб, отделяющий основную часть плато от банки Мориса Юинга на его восточном окончании, представляющей небольшой микроконтинент. В самом прогибе кора относится к океанскому типу, предполагается, что она образовалась в бате–келловее, в начальную фазу раскрытия рассматриваемого сегмента Атлантики.

К югу от Фолклендского плато западная окраина сегмента становится активной, совпадая с Южно-Сандвичевым глубоководным желобом и соответствующей ему зоной субдукции на востоке дуги Скотия, уже описанной в 6-й главе.

На востоке только что рассмотренный сегмент фактически не имеет континентального ограничения и сливается с Индийским океаном. К востоку от срединного хребта здесь располагается небольшая вулканическая возвышенность Метеор, а к югу от южной оконечности Африки *котловина Агульяс*, так же относительно небольших размеров.

12.7. Южный сегмент

Данный сегмент по своей протяженности превышает Центральный и простирается от Фолклендско-Агульясского разлома на юге до разлома Романш на севере (рис.12-11), разделяя Южную Америку (к югу от Амазонки) и Южную Африку (к югу от вершины Гвинейского залива).

Срединный хребет, здесь именуемый *Южно-Атлантическим*, простирается в этом сегменте почти меридионально и равноудален от окраин континентов. Его ширина с севера на юг уменьшается почти вдвое – от 1600 до 800 км, ширина гребневой части – от 400 до 200 км. Рифтовая долина, не выраженная на крайнем севере, появляется у о-ва Вознесения, достигая глубины более 4 км и окаймляясь гребнями высотой 2,7–2,5 км и менее. Хребет рассечен довольно большим числом трансформных разломов, среди которых наиболее крупными являются разломы Чейн, Шарко, Вознесения (8° ю.ш.), Св.Елены (17° ю.ш.), Риу-Гранди (27° ю.ш.), Гоф (40° ю.ш.). Смещения по этим разломам относительно невелики, но к местам их пересечений со срединным хребтом приурочен ряд вулканических островов и крупных гор вулканического происхождения; это о-ва Вознесения, Св.Елены, Тристан-да-Кунья, Гоф. Все они в той или иной степени смещены к востоку относительно оси срединного хребта и сложены молодыми вулканитами щелочно-базальтовой формации.

К западу от срединного хребта, между ним и окраиной континента выделяются две значительные глубоководные котловины – *Бразильская* (глубина 5,2–5,6 км) и *Аргентинская* (4,8–6,0 км), разделенные крупным *поднятием Риу-Гранди* сложного строения. Цоколь поднятия сложен щелочными базальтами сантонского возраста. Чехол образован карбонатными осадками сенона–кайнозоя, которые вверх по разрезу и на склонах становятся более глубоководными. Ограничивающий это поднятие на севере одноименный разлом является

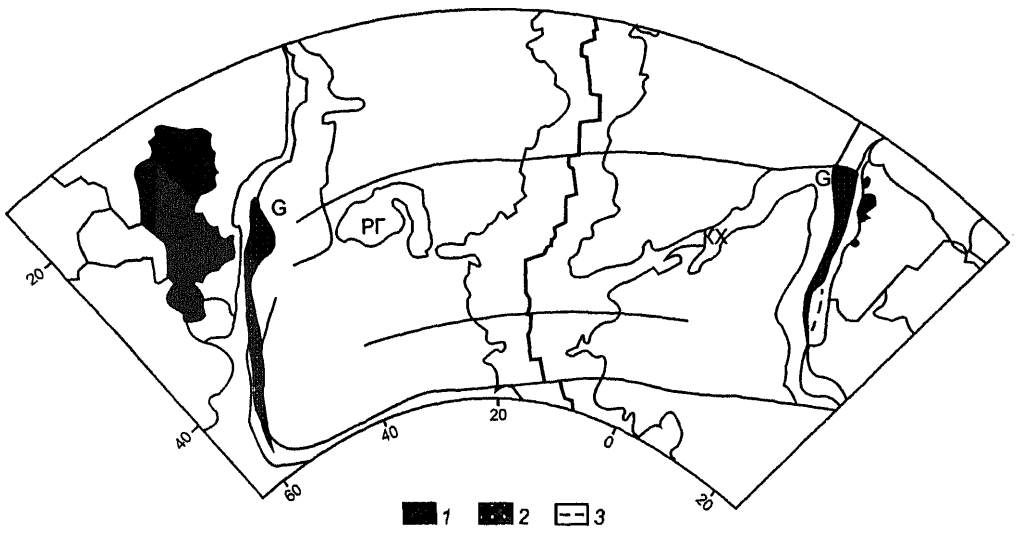


Рис.12-11. Южная Атлантика (по М.Тальвани и В.Абреу)

Вулканические системы, состоящие из областей развития наклоненных к океану сейсмических рефлекторов и плато-базальтов Параны и Этендеки, соответственно, на южноамериканской и африканской стороне, а также магнитной аномалии G, отчетливо отражающие сопряженный характер обеих окраин. *1* – континентальные плато-базальты; *2* – области наклоненных к океану сейсмических рефлекторов, *3* – магнитная аномалия G. РГ – поднятие Риу-Гранди; КХ – Китовый хребет

одновременно южным ограничением расположенного северо-западнее и ближе к континенту *краевого плато Сан-Паулу*, лежащего на глубине 2,2–2,7 км, и подстилаемого континентальной или, скорее, переходного типа корой.

Разлом Риу-Гранди имеет важное значение в структуре данного сегмента Атлантики, поскольку он разделяет его на два субсегмента, отличающиеся по времени начала спрединга. Южный субсегмент, Патагонско-Намибийский, начал раскрываться уже в валанжине и далее превратился в открытый морской бассейн, а в северный море стало проникать только в апте, когда здесь образовался узкий бассейн типа Красного моря, что привело в условиях жаркого и сухого климата к отложению толщ солей. Лишь в альбе здесь установился режим открытого, но еще относительно неширокого и неглубокого моря с отложением черных сланцев.

Южноамериканская континентальная окраина в северном субсегменте, между устьем Амазонки и разломом Риу-Гранди характеризуется развитием целой цепочки глубоких, до 10–12 км, периокеанских прогибов, примечательных своей нефтегазоносностью. Зарождение этих прогибов происходило еще в рифтовую стадию развития окраины, в оксфорде–неокоме, с накоплением обломочных осадков и излияниями базальтов; оно сменилось соленакоплением в апте и далее нормально морских осадков в альбе. С аптской соленосной толщей связаны интенсивные проявления диапиризма (рис.12-12).

К югу от разлома Риу-Гранди строение южноамериканской окраины несколько изменяется. В районе устья Ла-Платы и южнее ширина шельфа заметно возрастает и в его пределы со стороны суши продолжаются широтные прогибы Патагонской плиты Рио-Саладо и Баия-Бланка с мощностью мел-кайнозойских отложений до 5–6 км. У края шельфа эти прогибы разворачиваются и сливаются в периокеанский прогиб, параллельный континентальному склону.

К востоку от Южно-Атлантического хребта основными структурно-геоморфологическими единицами являются *Гвинейская, Ангольская, Капская котловины;* с глубинами, соответственно, 5,0–5,1, 4,8–5,6 и 5,0–6,4 км. Гвинейская котловина пересечена цепочкой вулканических островов – Фернандо-По и других, северо-восточного простирания, сложенных молодыми щелочно-базальтовыми вулканитами. Вместе с крупным вулканом Камерун на континенте они составляют так называемую «линию Камеруна». От смежной с юга Ангольской котловины Гвинейская отделена порогом глубиной 4,7–4,8 км. Последняя так же пересечена цепочкой подводных вулканических гор, соединяющих о-в Св.Елены на срединном хребте с тем же вулканом Камерун. Весьма своеобразным структурным элементом востока Южной Атлантики является линейное *поднятие Китового хребта*, простирающееся в том же се-

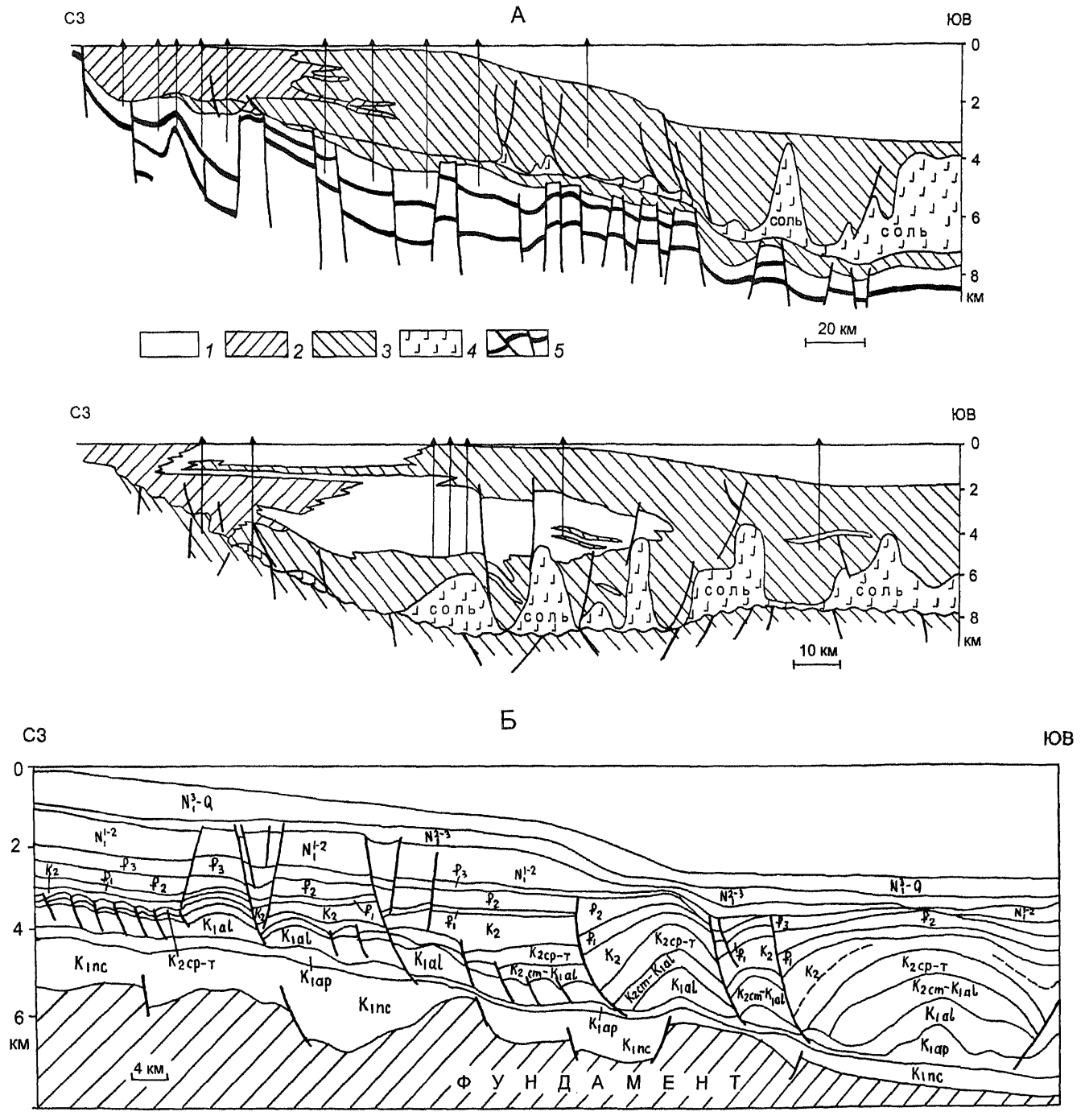


Рис.12-12. Геологические и сейсмический профили окраины Бразилии (по С.Кашелли и В.Мориаку)

А – схематические геологические профили через бассейны Кампуш (вверху) и Сантуш (внизу): *1* – песчаники, *2* – мергели, аргиллиты, *3* – карбонаты, *4* – соли, *5* – подсолевые отложения с покровами базальтов (черная заливка); Б – сейсмический профиль бассейна Сантуш

веро-восточном направлении от о-ва Тристан-да-Кунья на срединном хребте к подножью континента на расстояние более 1500 км. По форме это глыбовое сооружение с платообразной поверхностью на глубине 2,5–2,0 км и крутыми, особенно на северо-западе, склонами. По простиранию хребет делится на три блока, из которых северо-западный вписывается в трансформные разломы, ограничивающие лежащее по ту сторону хребта поднятие Риу-Гранди. Бурением вскрыт базальтовый океанский фундамент хребта альбского

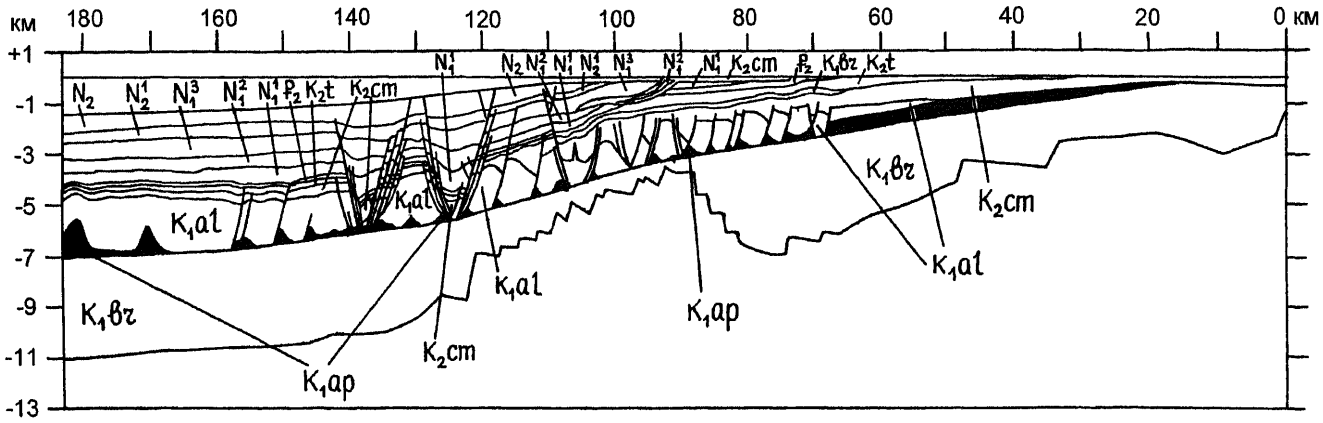


Рис.12-13. Стратиграфия вдоль профиля через континентальную окраину Конго (по Л.Л.Лавьеру и др.)

возраста в восточном блоке, кампан-маастрихтского возраста в западном. В сочетании с плейстоценовым возрастом базальтов о-ва Тристан-да-Кунья это показывает, что Китовый хребет – типичное внутриплитное вулканическое сооружение с миграцией вулканизма по мере разрастания океанского ложа. С удревнением фундамента возрастает блоковое расчленение поднятия.

Обращает на себя внимание парное расположение поднятий Риу-Гранди и Китового хребта по разные стороны оси спрединга срединного хребта. Это дало основание предполагать, что они первоначально представляли единое поднятие типа Исландии на оси хребта, а затем оно было разорвано и растащено в процессе спрединга.

Африканская континентальная окраина в пределах данного сегмента построена аналогично южноамериканской; в ее пределах развита система периокеанских прогибов, аналогичных бразильским и так же с проявлениями соляного диапиризма. Как и бразильские, они представляют собой нефтегазоносные бассейны, в частности Габонский и Ангольский (рис.12-13).

12.8. Экваториальный сегмент

Данный сегмент занимает ключевое положение в структуре Атлантики, поскольку только с его раскрытием в середине мела произошло объединение Центральной и Южной Атлантики, до этого развивавшихся самостоятельно, в единый океанский бассейн, с окончательным разрушением континентального моста, ранее соединявшего Южную Америку и Африку.

Весьма примечательной и важной особенностью сегмента является так же наблюдаемое в его пределах сгущение крупных трансформных разломов (рис.12-14); их насчитывается 12 на расстоянии ~1700 км вдоль оси спрединга. Пограничными со смежными сегментами являются на севере разлом Зеленого Мыса (15°20' в зарубежной литературе), а на юге – разлом Романш; длина последнего достигает 4000 км; оба они, очевидно, относятся к разряду магистральных. Благодаря такому сгущению трансформных разломов ось спрединга срединного хребта разбивается здесь на большое число коротких, порядка 75 км, отрезков. Она испытывает в пределах сегмента суммарное смещение более чем на 1500 км к востоку относительно своего положения к северу от разлома Зеленого Мыса (из них 950 км по разлому Романш). Ширина срединного хребта здесь составляет всего 500–650 км, а рифтовая зона выражена системой кулисообразно расположенных ложбин глубиной до 4 км. Характерно проявление неоднократных, хотя и маломасштабных перескоков, а также прорастания (progradation) оси спрединга.

Строение самих зон трансформных разломов весьма сложное, что было особенно хорошо показано на примере наиболее крупного из них – разлома Романш (рис.12-15). Сложность эта в значительной мере связана с изменением положения полюсов вращения плит в период развития разлома. Наиболее крупные разломы – Романш, Сан-Паулу, Вима, сопровождаются глубокими, от 4,5 до 5,2 км, желобами, а желоб Романш достигает рекордной для Срединно-Атлантического хребта глубины в 7856 м. Неудивительно, что при таком размахе вертикальных движений на поверхность дна оказались выведенными породы не только всего разреза океанской коры, но и верхней мантии. Кроме того, большую роль играют в зонах разломов протрузии серпентинизированных перидотитов, выраженных в рельефе этих зон. Одной из таких протрузий, достигшей уровня океана, является скалистый островок Св.Пет-

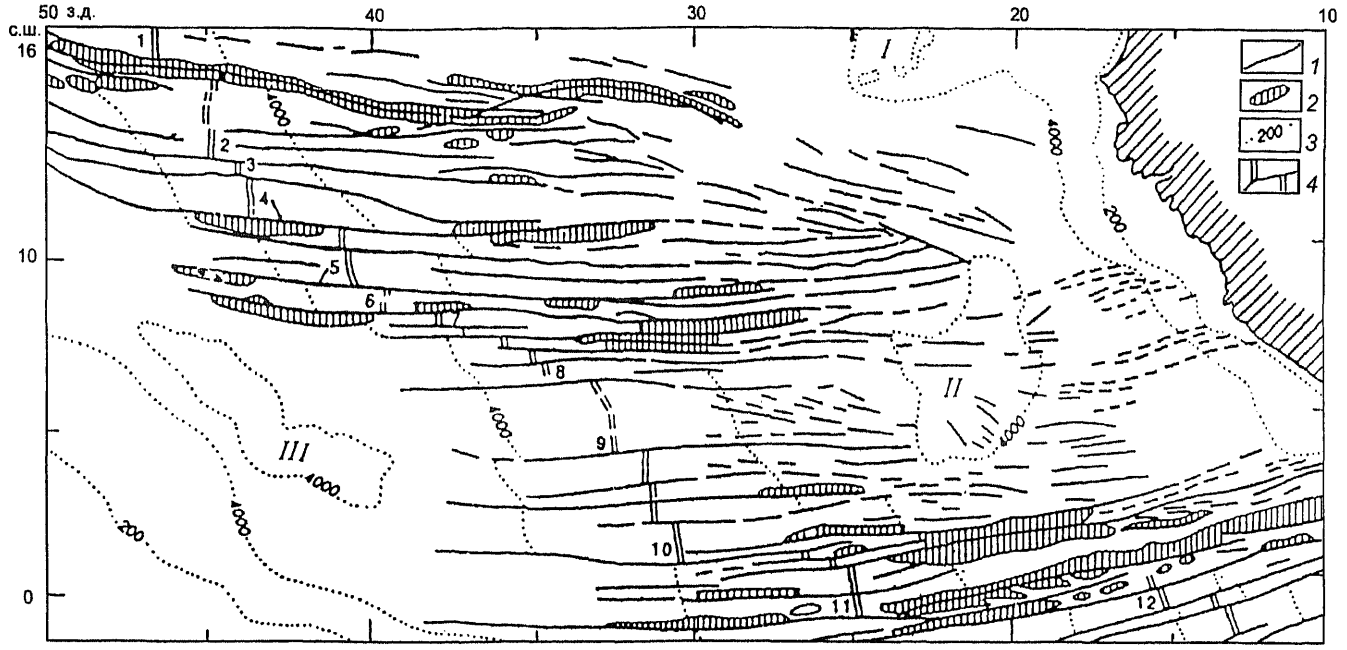


Рис.12-14. Схема разломов Центральной Атлантики (по Ю.М.Пущаровскому)

1 – разломы; *2* – поперечные хребты; *3* – изобаты, м; *4* – рифтовая зона. Цифры на схеме: I–III – поднятия: I – о-вов Зеленого Мыса, II – Сьерра-Леоне, III – Сеара; 1–12 – зоны разломов: 1 – Зеленого Мыса, 2 – Марафон, 3 – Меркурий, 4 – Вима, 5 – Архангельского, 6 – Долдрамс, 7 – Вернадского, 8 – Сьерра-Леоне, 9 – Страхова, 10 – Сан-Паулу, 11 – Романш, 12 – Чейн

ра и Павла. Другая интерпретация этого выступа мантии – выведенный на поверхность фрагмент метасоматизированной литосферной мантии.

Наряду с желобами в зонах трансформных разломов протягиваются параллельные им хребты. Весьма примечательно, что на некоторых из них сохранились останцы мелководных отложений нижнемелового и палеоцен-эоценового возраста. Не исключено и присутствие растащенных при раскрытии океана линз континентальных пород – ими могут быть породы о-ва Св.Петра и Павла.

Мощность коры и отдельных ее слоев испытывает в поперечном сечении зон разломов незначительные изменения, местами сокращаясь до полного выклинивания. Геофизические и петрохимические данные указывают на большую глубинность главных разломов, проникающих в мантию на глубину более 100 км, опять же, в частности, разлом Романш.

Срединный хребет в данном сегменте не сопровождается на своих флангах крупными глубоководными котловинами. На западной стороне такой котловины вообще не наблюдается, а на восточной имеется небольшая впадина Сьерра-Леоне непосредственно к северу от разлома Романш. Севернее, между этой впадиной и южным окончанием Канарской котловины расположено крупное одноименное поднятие. Симметрично по отношению к этому *поднятию Сьерра-Леоне* по другую, южноамериканскую сторону хребта находится *поднятие Сеара*. Высказано предположение, что оба поднятия первоначально представляли одно целое, опять же, подобно Исландии, возникнув 80–75 млн лет т.н., т.е. в кампане, на оси срединного хребта и просуществовав в таком виде до эоцена, после чего расщепилось и распалось на две самостоятельные внутриплитные возвышенности.

Собственно южноамериканская континентальная окраина, подобно ее продолжению в более южном сегменте, характеризуется развитием системы периокеанских прогибов. Существенно иначе построена африканская окраина. В своей южной части она относится к трансформному типу. Связано это с тем, что здесь, вдоль северного побережья Гвинейского залива, протягивается продолжение разлома Романш. С этим разломом совпадает континентальный склон и переход от континентальной коры мощностью 23 км к океанской, пониженной (<6 км) мощности, совершается в полосе шириной всего 6 км. Кора в переходной зоне содержит в основании линзу повышенной плотности, которая интерпретируется либо как серпентинизированный мантийный материал, либо как внедрение основной магмы на переходе от рифтинга к спредингу. Со стороны континента вдоль разлома Романш простирает-

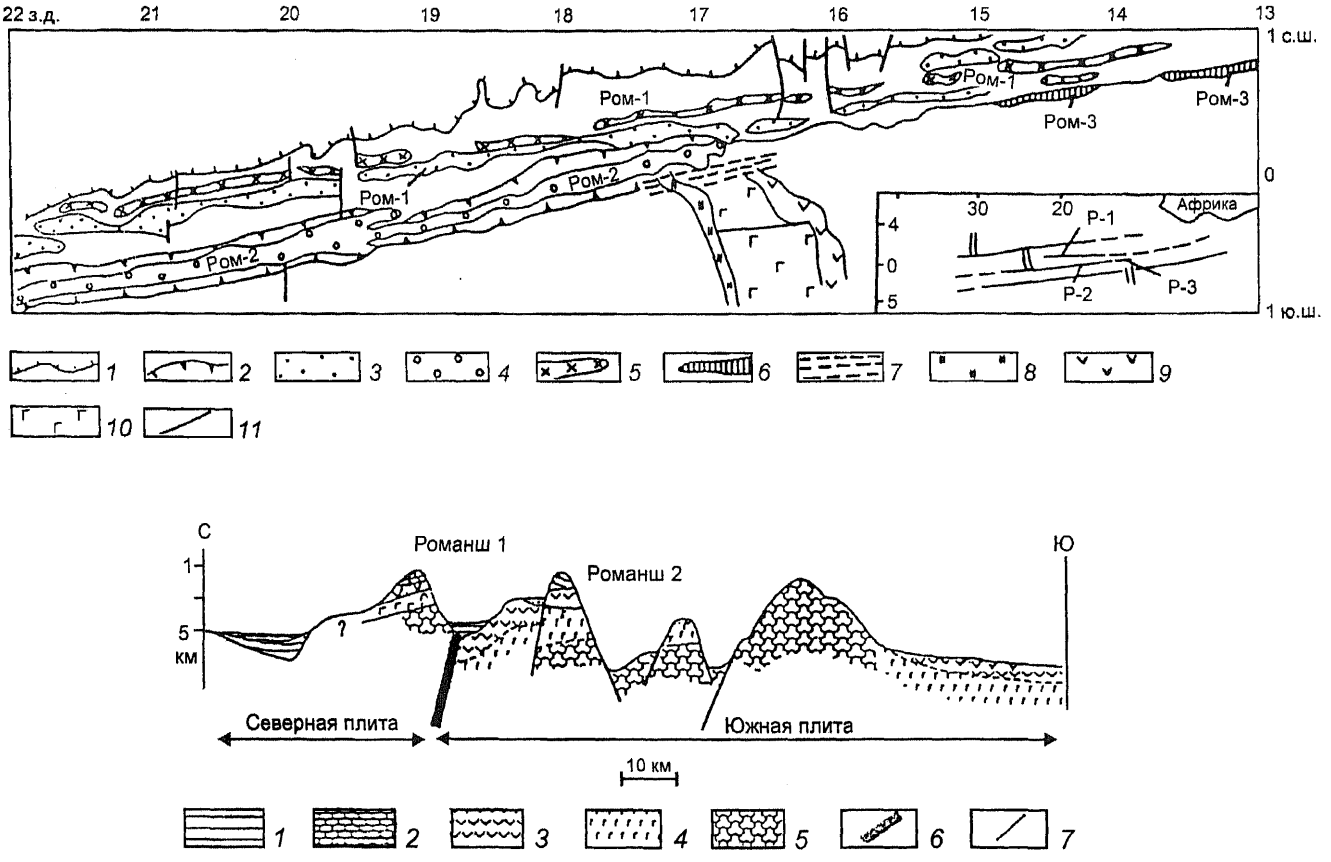


Рис.12-15. Морфоструктурная схема и схематический профиль разломной зоны Романш (по Ю.М.Пущаровскому и др.)

На схеме: *1* – граница северного склона Ром-1; *2* – контур новообразованной структуры Ром-2; *3, 4* – троги, частично заполненные осадками: *3* – Ром-1, *4* – Ром-2; *5* – внутренние поднятия; *6* – разлом Ром-3; *7* – формирующаяся трансформа; *8* – древний рифт; *9* – современный осевой рифт срединного хребта; *10* – ультрабазиты и базиты; *11* – разломы. *На профиле*: *1* – осадки; *2* – известняки; *3* – базальты; *4* – габброиды; *5* – ультрабазиты; *6* – древний разлом; *7* – молодые разломы

ся краевая гряда, а между ней и берегом в районе Кот д'Ивуар выделяется прогиб, выполненный верхнемеловыми и кайнозойскими осадками.

Разлом Романш в районе Ганы подходит непосредственно к берегу, а восточнее это происходит со следующим к югу разломом Чейн, а затем и с разломом Шарко, которые смыкаются с разломами рифта Бенуэ в вершине Гвинейского залива в Нигерии. На другой стороне океана зона разлома Романш и непосредственно более северные разломы Экваториального сегмента продолжаются в Амазонский рифт в теле Южно-Американского континента.

12.9. Основные этапы развития и некоторые особенности структуры

Собственно развитие современого Атлантического океана началось около 200 млн лет т.н., в начале юрского периода и происходило в процессе распада возникшего в позднем палеозое суперконтинента Пангеи. Становление Пангеи осуществлялось в два этапа: сначала, в девоне окончательно закрылся океан Япетус и континенты Лаврентия и Балтика объединились в Лавруссию (или Еврамерику), а затем произошла коллизия Западной Гондваны с Лавруссией, Лавруссии с Сибирью, Сибири с Синокореей и образовалась Пангея. Можно считать, что Пангея сохраняла свою монолитность до середины триаса (235 млн лет), хотя в отдельных ее районах уже в перми и раннем триасе проявлялись процессы континентального рифтинга. Они затронули, в частности, гренландскую периферию Северной Атлантики. Но в полной мере эти процессы развернулись в позднем триасе – ранней юре.

К этому же времени относится мощная вспышка базальтового вулканизма, охватившая значительные площади по обе стороны будущей Центральной и Южной Атлантики.

В *ранней* и *средней юре* (200–150 млн лет) наступила первая фаза раскрытия Атлантики, затронувшая ее Центральный сегмент, сначала южную, затем северную ее часть (рис.12-16). Переход от рифтинга к спредингу сопровождался базальтовым вулканизмом, частично его опережавшим (на севере), частично несколько запаздывавшим (на юге), и накоплением эвапоритов. Ось спрединга протягивалась в это время в северо-восточном направлении из Мексиканского залива через Центральную Атлантику в Лигурийский Тетис. Фактически на этой стадии Центральная Атлантика входила в состав Тетиса, разделявшего Лавразию и Гондвану.

В *поздней юре* (150–132 млн лет) завершилось раскрытие Центральной Атлантики вплоть до Азоро-Гибралтарского разлома; к концу юры ее ширина составляла 1300 км, а глубина 2,5–3 км. На западе ось спрединга перескочила из Мексиканского залива в Карибское море и протянулась отсюда в будущие Северные Анды с выходом через трансформу на соединение с одной из осей спрединга в Тихом океане. Скорость спрединга в Центральной Атлантике составила в юре 1,1 см/г.

В третью фазу, приходящуюся на *неоком* и *апт* (132–119 млн лет), началось раскрытие южного, Патагонско-Намибийского субсегмента Южной Атлантики между Фолклендско-Агульясским разломом и разломом Риу-Гранди. Ему непосредственно предшествовал трапповый магматизм Параны-Этендеки (Южная Америка и Южная Африка). Севернее, в Анголо-Бразильском субсегменте, в апте начался переход от рифтинга к спредингу. Спрединг распространился в северном направлении в эту фазу и в северной половине Атлантики – перешагнув Азоро-Гибралтарский разлом, он привел к раскрытию Ньюфаундлендско-Иберийского сегмента.

Хотя скорость спрединга в Центральной Атлантике снизилась в начале мела до 0,7–0,9 см/г, ее ширина к концу эпохи составила уже 2300 км.

Следующая, четвертая фаза отвечает в общем *аптуронской* эпохе спокойного магнитного поля (114–80 млн лет). Уже в начале этой фазы осуществился окончательный раскол Южной Америки и Африки с раскрытием Экваториального сегмента и соединение Южной и Центральной Атлантики. Другим событием явилось образование сфенохазма Бискайского залива и проникновение оси спрединга через разлом Чарли-Гиббса в трог Роколл. Скорость спрединга в Ценральной Атлантике достигает 2,4 см/г.

Пятая фаза развития Атлантики охватывает *сенон* (80–67 млн лет). Главное событие конца этой фазы – продвижение оси спрединга Северной Атлантики в Лабрадорское море с отделением Гренландии от Северной Америки. Спрединг в Карибском море, Бискайском заливе, а также троге Роколл в эту фазу заканчивается. Спрединг в Центральной Атлантике замедляется до 1,6 см/г.

Новая, уже шестая фаза развития Атлантики начинается на рубеже мела и палеогена и охватывает *палеоцен* и *эоцен* (66–36 млн лет). Начало этой фазы знаменуется мощной вспышкой вулканизма в Северной Атлантике, обычно объясняемой появлением Исландского мантийного плюма. В начале фазы спрединг распространяется из Лабрадорского моря в Баффинов залив, но в конце ее эта ось спрединга отмирает. Зато начинается отделение Гренландии от микроконтинента Роколл с образованием спредингового хребта Рейкьянес и раскрытие Норвежско-Гренландского бассейна с первоначальным расположением оси спрединга в Норвежской котловине вдоль хребта Эгир. В эту же фазу начинается субдукция коры Бискайского залива под Иберийскую микроплиту, продолжающаяся до миоцена включительно. Скорость спрединга в Центральной Атлантике снижается до 1,3 см/г.

В общем же именно в эту фазу завершается формирование Атлантического океана на всем его протяжении от Шпицбергенского разлома до Американо-Антарктического хребта. Мало того, начинается раскрытие Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана, находящегося как бы на продолжении Северной Атлантики. Однако некоторые довольно важные изменения общего структурного плана произошли уже в начале следущей фазы.

Эта, седьмая по счету фаза отвечает *олигоцену* и *миоцену* (36–5 млн лет). К ее началу относится оформление Антильской зоны субдукции. В середине миоцена на севере произошло другое важное событие – перескок оси спрединга к северу от Гренландско-Фарерского порога из Норвежской котловины в пространство между Гренландией и Исландским плато с образованием спредингового хребта Колбейнсей и обособлением Ян-Майенского микроконтинента. В конце данной фазы скорость спрединга в Цетральной Атлантике претерпела дальнейшее снижение – до 1,1 см/г.

Завершающая, *плиоцен-четвертичная фаза* развития Атлантики отмечена лишь одним крупным событием – образованием Южно-Сандвичевой зоны субдукции в связи с расщеплением дуги Скотия. Скорость спрединга в Центральной Атлантике сначала несколько возросла до 1,4 см/г., а затем снова снизилась до 1,3–1,2 см/г. в современную эпоху.

Таковы, в самом кратком изложении, основные этапы формирования Атлантического океана. Необходимо подчеркнуть, во-первых, многофазность, во-вторых, скачкообразность развития процесса спрединга и, в третьих, направленность с юга на север, причем отдельно в северной и южной половине океана. Однако причины именно такой направленности процесса остаются неясными.

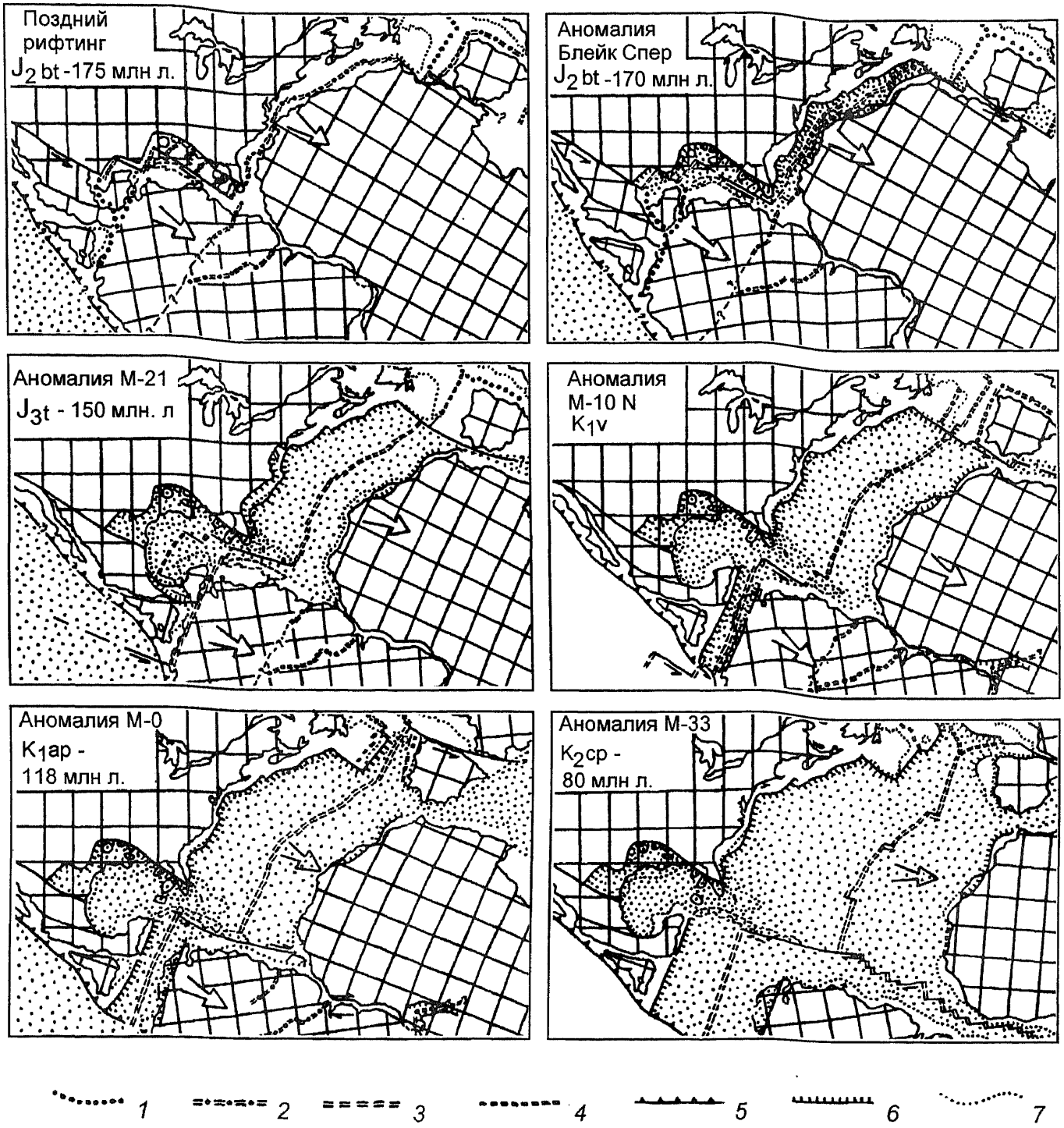


Рис. 12-16. Схемы развития Центральной Атлантики (по К.Клитгорду и Х.Скоутену)

1 – будущие оси спрединга; *2* – рифтовые зоны; *3* – активные оси спрединга; *4* – покинутые оси спрединга; *5* – зоны субдукции; *6* – край континента; *7* – современная изобата 200 м

Весьма важную роль в развитии Атлантики играли мантийные плюмы, проекцией которых на поверхность являются горячие точки. Самая крупная из них и наиболее активная в настоящее время это Исландия. Ее интенсивная деятельность началась в палеоцене, а связанный с ней магматизм проявился на пространстве от Баффиновой Земли до окраины Шотландии и Норвегии, создав пороги Девиса и Гренландско-Шетланд-

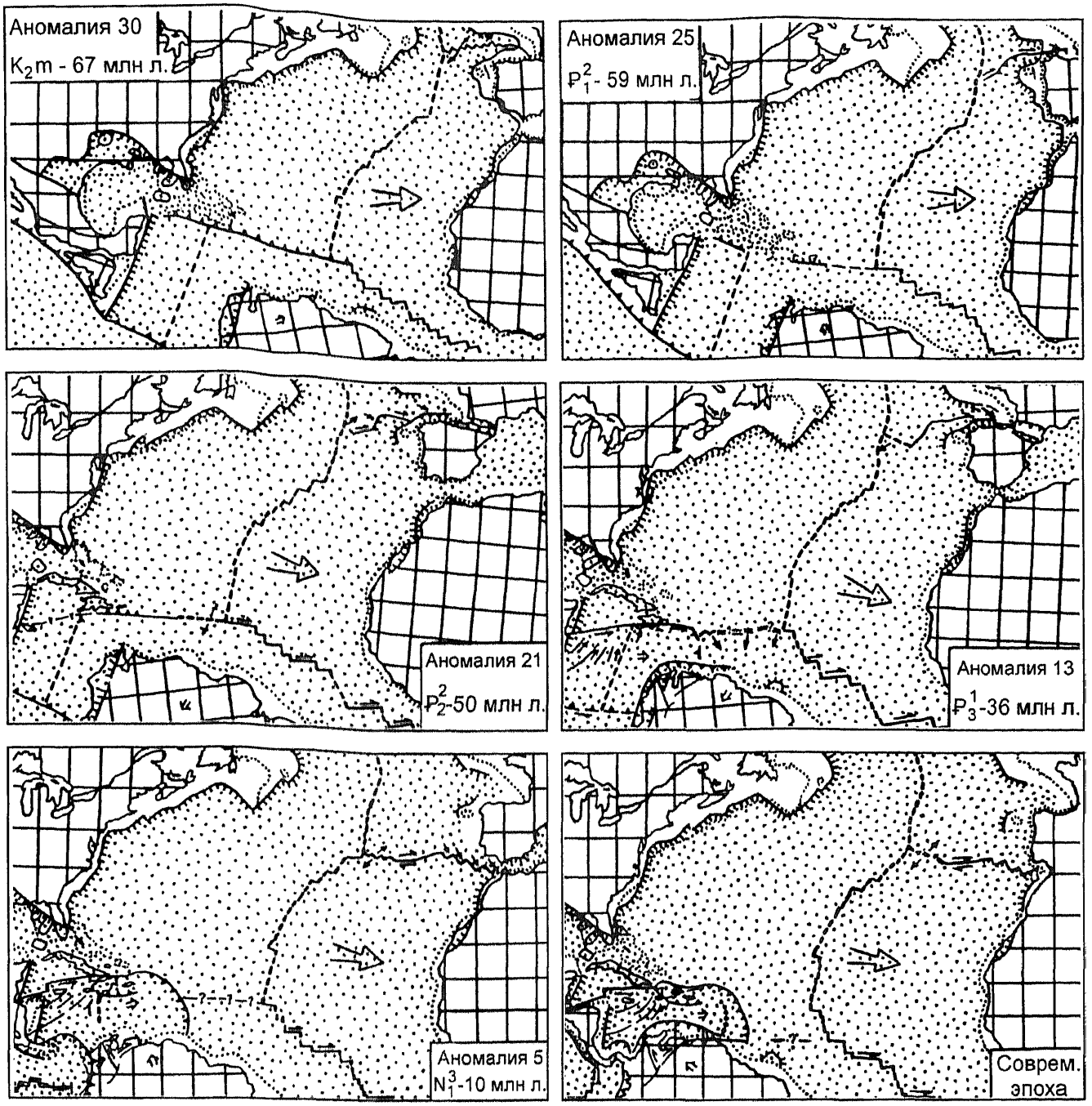


Рис. 12-16 (окончание)

ский «мост». С ним связано также образование вулканической окраины в Северной и, возможно, Центральной Атлантике (североамериканская окраина). С миоцена, а возможно, и олигоцена вулканизм сосредоточился в пределах Исландии. К северу от Исландии горячей точкой является о-в Ян-Майен. Разлом, к которому он приурочен, выходит на Гренландию и Норвегию, где на обоих его концах известны центры палеоценового щелочного вулканизма, свидетельствуя о континентальной предыстории этого разлома.

К югу от Исландии находится еще целая серия горячих точек – Азорский архипелаг, о-ва Вознесения, Святой Елены, Тристан-да-Кунья, Буве. Деятельности ныне угасших плюмов, вероятно, обязаны своим существованием парные поднятия Сеара – Сьерра-Леоне, Риу-Гранди–Китовый хребет, а также и «непарные» –

Бермуды, о-ва Зеленого Мыса (могут быть связаны с Сьерра-Леоне). Особо стоит вопрос о Канарах и смежных вулканических поднятиях, поскольку, как отмечалось выше, вулканизм Канарского архипелага находит продолжение в Африке и море Альборан, и речь должна идти о целом «горячем пятне». Следует сказать далее, что характерное для горячих точек однонаправленное удревнение возраста, в данном случае по мере удаления от современных вулканических центров на срединном хребте, отмечается лишь в отношении «линии Камеруна», Китового хребта и, менее определенно, Сьерра-Леоне.

Практически все горячие точки Атлантики находятся на пересечении оси спрединга срединного хребта трансформными разломами, преимущественно крупными. И почти все смещены по отношению к этой оси в восточном направлении. В последнем проявляется определенная асимметрия в строении Атлантики – строение ее западной половины отнюдь не является зеркальным отражением строения восточной. Главная причина такой асимметрии заключается, очевидно, в следующем. Африканская литосферная плита, особенно в течение последних 30 млн лет, занимала относительно стабильное положение, медленно смещаясь к северо-востоку. Поэтому срединно-атлантическая ось спрединга должна была смещаться к западу, отодвигая в том же направлении Южно-Американскую плиту, все более надвигающуюся на Тихий океан.

Другая причина наблюдаемой асимметрии и вообще усложнений в строении Атлантики связана с неоднородностью того континентального субстрата, на котором начал развиваться рифтинг, приведший в конечном счете к раскрытию океанского бассейна. Эта неоднородность возникла в процессе коллизии Гондваны и Лавруссии. Влияние неоднородности субстрата наиболее очевидно на примере Экваториальной Атлантики. Этот сегмент характеризуется, с одной стороны, высокой концентрацией трансформных разломов, позволившей назвать его зоной «мегасдвига» (megashear), а также другими особенностями морфоструктуры и, с другой стороны, спецификой состава верхней мантии и океанской коры, указывающей на низкую степень и большую глубину плавления последней, и, наконец, малой мощностью коры или даже ее отсутствием, облегчившими выход на поверхность дна и серпентинизацию мантийных перидотитов. Эти особенности привели Э.Бонатти к выводу о том, что мы здесь имеем дело с аномально холодным участком литосферы. Последнее же находит свое логичное объяснение в том, что этот участок приурочен к раннедокембрийскому кратону, объединявшему ныне разделенные Амазонский и Западно-Африканский щиты. Этим же, очевидно, объясняется и наиболее позднее раскрытие данного сегмента океана по сравнению со смежными.

Третья причина асимметрии Атлантики, отчасти связанная со второй, кроется в самом механизме рифтинга. По крайней мере для трех сегментов – Центрального, Лабрадорского и Норвежско-Гренландского, было показано, что модель асимметричного рифтинга Вернике (simple shear) лучше подходит для объяснения особенностей их структуры в поперечном сечении, чем модель симметричного рифтинга (pure shear) Маккензи. В Центральной Атлантике обнажение поверхности срыва (detachment), необходимого по модели Вернике, предполагается на западной, американской стороне; в Норвежско-Гренландском сегменте, напротив, на восточной, в пределах плато Вёринг. С другой стороны, рифтинг в Бискайском заливе и троге Роколл мог проходить по модели Маккензи (pure shear).

Литература

Мазарович А.О. Структуры и этапы эволюции вулканических островов тропической Атлантики // Геотектоника, 1998, №4, с.53-65

Пущаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994, 85 с.

Пущаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н., Базилевская Е.С. Разломные зоны Центральной Атлантики. Труды ПИН, вып.495, М. 1995, 164 с.

Emery K.O., Uchupi E. Geology of the Atlantic Ocean. Berlin: Springer, 1995.

Geoffroy L., Bergerat F., Angelier J. Tectonic evolution of the Greenland-Scotland ridge during the Paleogene. New constraints // Geology, 1994, v.22, p.653-656

Klitgord K.D., Schouten H. Plate kinematics of the Central Atlantic // The geology of North America, v. M, The western North Atlantic region, 1986, p.351-378

Kodaira S., Goldschmidt-Rokita A., Hartmann J.M. et al. Crustal structure of the Lofoten continental margin, off northern Norway, from ocean-bottom seismographic studies // Geophys. J. Int., 1995, v.121, p.907-929

Kuvaas B., Kodaira S. The formation of the Jan Mayen microcontinent: a missing piece in the continental puzzle between the Möre-Voring Basin and East Greenland // First Break, 1997, №7, p.239-247.

Mjelde R., Kodaira S., Shimamura H. et al. Crustal structure of the central part of the Vöring Basin, mid-Norway margin, from ocean-bottom seismographs // Tectonophys., 1997, v.277, p.235-257

Глава 13

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

Северный Ледовитый или просто Арктический океан – наименьший из океанов нашей планеты, к тому же половина его площади подстилается континентальной корой, развитой не только в пределах обширных шельфов, но и внутренних поднятий. Главными глубоководными впадинами Арктического океана, подстилаемыми корой океанского типа, являются Евразийская, простирающаяся от Гренландии и Шпицбергена до моря Лаптевых, и Амеразийская, часто именуемая также Канадской, расположенная к северу от Канадского Арктического архипелага, Аляски и Чукотки. Между этими впадинами протягивается двойная полоса подводных поднятий, состоящая из хребта Ломоносова, проходящего через Северный полюс и упирающегося одним концом в шельф северной Гренландии, а другим – в шельф Новосибирских о-вов и окаймляющего Евразийскую впадину, и поднятий Альфа и Менделеева, соединяющих Канадский Арктический архипелаг с о-вом Врангеля и Чукоткой. Между хр. Ломоносова и поднятием Альфа лежит котловина Макарова, а между поднятием Менделеева и хр. Ломоносова – котловина Толля (Подводников). По хр. Ломоносова проходит в Арктике граница между Атлантическим и Тихоокеанским сегментами Земли (рис.13-1)

13.1. Евразийская впадина

Евразийская впадина представляет северо-восточное продолжение Норвежско-Гренландского бассейна, от которого она тектонически отделяется Шпицбергенским магистральным разломом и с которым в географическом смысле соединяется проливом Фрама, между Гренландией и Шпицбергеном. На востоке впадина так же ограничивается разломом, который простирается вдоль континентального склона моря Лаптевых, принадлежащего Арктическому шельфу Евразии. Этот разлом имеет значительную протяженность, прослеживаясь от Хатангского залива до моря Бофорта; он служит также юго-восточным ограничением хр. Ломоносова.

Евразийская впадина имеет протяженность порядка 2000 км и ширину, достигающую 900 км. Вдоль ее оси протягивается спрединговый хребет Гаккеля (Нансена), разделяющий впадину на две котловины – Амундсена, прилегающую к хр. Ломоносова, и Нансена, окаймляющую Евразийский шельф (рис.13-2). Котловины имеют глубину порядка 3 и до 4,3 км соответственно. Хребет Гаккеля возвышается над этими котловинами на 1–2 км. На всем протяжении хребет осложнен рифтовой долиной, глубина которой достигает 4,6–5,1 км; на востоке ее заполняют осадки, мощность которых составляет до 6 км. Горы по периферии рифтовой долины возвышаются до глубин 3,0–3,2 км. Хребет рассечен малоамплитудными трансформными разломами; исключением является разлом на 60° в.д., вдоль которого наблюдается изменение простирания и морфологии хребта. Продолжение этого разлома усматривается в пределах хр. Ломоносова.

Между сопровождающими хребет котловинами имеются определенные различия: котловина Амундсена глубже, шире и меньше заполнена осадками, чем котловина Нансена, фундамент которой залегает на большей глубине. Мощность осадков на востоке, на склоне моря Лаптевых, достигает 8 км.

В Евразийской впадине установлена, впервые в 1968 г. русским геофизиком А.М.Карасиком, четко выраженная симметричная система линейных магнитных аномалий, начиная с А24, указывающая на начало спрединга в позднем палеоцене (55 млн лет т.н.). Ему предшествовал континентальный рифтинг, начавшийся в конце мела и продолжавшийся в палеоцене.

Дальнейшее развитие Евразийской впадины протекало в три стадии. На первой из них, между 55 (56) и 33 (34) млн лет т.н., т.е. в течение эоцена, скорость спрединга составляла 1,2 см/г. В самом начале олигоцена начался спрединг в проливе Фрама, а скорость спре-

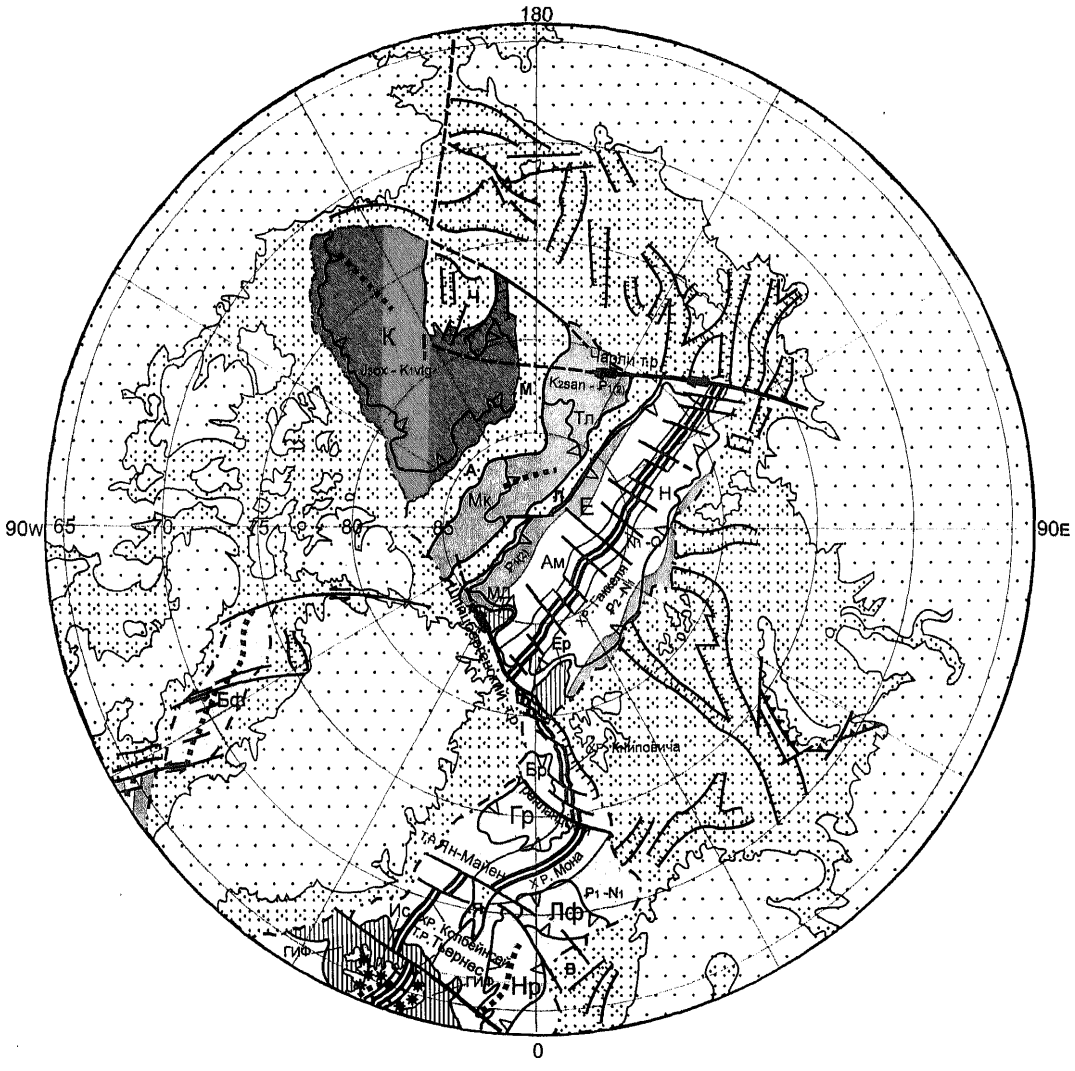


Рис. 13-1. Тектоническая схема Северного Ледовитого океана

Условные обозначения – см. на рис.12-1. *27–30* – разновозрастные сегменты: *27* – позднеюрский-неокомский(?), *28* – средне-позднемеловой, *29* – позднемеловой, *30* – палеоцен-четвертичный. *Глубоководные котловины и другие крупные акватории*: К – Канадская (Амеразийская), Е – Евразийская, Гр – Гренландская, Лф – Лофотенская, Нр – Норвежская; *второстепенные котловины и акватории*: Мк – Макарова, Тл – Толля (Подводников), Ам – Амундсена, Н – Нансена, Бр – Бореасская, Бф – Баффина; *микроконтиненты и краевые плато*: Ч – Чукотское плато, А – поднятие Альфа, М – Менделеева, Л – Ломоносова, Я – Ян-Майен, В – плато Вёринг; *области проявления современного внутриплитного магматизма*: Ис – Исландия; *внутриплитные поднятия океанской коры*: Е – плато Ермак, МД – Моррис Джесуп, ГИФ – Гренландско-Исландско-Фарерский порог

динга вдоль хр. Гаккеля снизилась до 0,5 см/г. (ультрамедленный спрединг). К позднему олигоцену относится, вероятно, образование на современном западном окончании Евразийской впадины вулканического внутриплитного поднятия, в процессе спрединга расколотого на две отдельных возвышенности – северную *Моррис-Джесуп*, примыкающую к хр. Ломоносова, и южную – *плато Ермак*, примыкающее к Шпицбергену, оба блокового строения и ограниченные крутыми уступами со стороны Евразийской впадины. В юго-восточной части хребта, к югу от 78° с.ш., спрединг вообще прекратился и хребет начиная с позднего олигоцена стало засыпать осадками. Вторая стадия продолжалась до начала позднего миоцена, до 10 млн лет

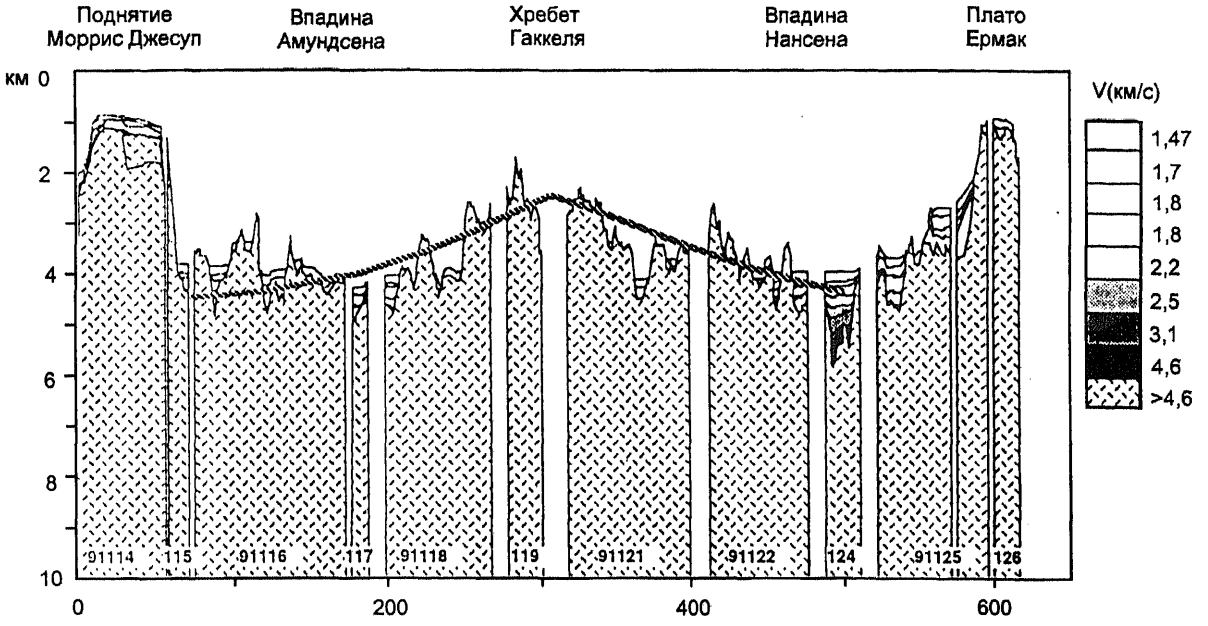


Рис. 13-2. Сейсмический профиль через Евразийский бассейн по линии плато Моррис Джесуп – плато Ермак (по В.Йокату и др.)
Пунктирная линия отвечает теоретической кривой погружения океанского фундамента по работе (Parsons, Sclater, 1977)

т.н. Только с этого времени, в начале третьей стадии возникло глубоководное соединение Евразийского бассейна с Северной Атлантикой.

13.2. Зона срединных поднятий и котловин

Эта зона отделяет Евразийскую впадину от Амеразийской и состоит из поднятий хр. Ломоносова, Альфа и Менделеева и разделяющих их глубоководных котловин Толля и Макарова.

Хребет Ломоносова примыкает к Евразийской котловине и протягивается на 1800 км через Северный полюс от Земли Элсмира к шельфу Новосибирских о-вов, от которого отделяется, как упоминалось, Хатангско-Бофортским (Ломоносовским) разломом. Ширина хребта минимальна – ~20 км в районе полюса и максимальна – до 100–200 км в приконтинентальных частях. Плоская вершинная часть хребта оконтуривается изобатой 1,5 км. Кора хребта относится к континентальному типу (рис.13-3), но, очевидно, подверглась утонению, ибо ее мощность составляет ~27 км. Фундамент хребта имеет заведомо додевонский, возможно докембрийский возраст, а в его чехле присутствуют среднепалеозойские, верхнемеловые и кайнозойские отложения. Первые и вторые, скорее всего, выполняют рифтогенные грабены, а разрез третьих начинается со среднего эоцена, лежащего с эрозионным несогласием на подстилающих образованиях. Мощность кайнозойских осадков составляет ~0,5, а более древних может достигать 1,5–2,0 км.

Хребет обладает блоковой структурой, причем отмечается, что разломы, разграничивающие блоки, простираются косо по отношению к общему простиранию хребта и сами блоки расположены кулисообразно. Структура пригренландской части хребта отличается от структуры присибирской части; все это по геофизическим данным.

Котловины Макарова и Толля (Подводников) простираются в общем параллельно хр. Ломоносова вдоль его противоположной по отношению к Евразийской котловине стороны. Их общая длина составляет 830 км, а ширина – 330 км. Глубина котловины Макарова достигает 4 км, а котловины Толля – 2,8 км; их разделяет порог Арлис. Меньшая глубина котловины Толля связана с большей мощностью осадков – 3,5–4,0 км, за счет более интенсивного поступления осадков с Сибири. Характер коры в этих котловинах точно не установлен. Ее мощность здесь заведомо меньше, чем в хр. Ломоносова, но мощность только нижней коры в котловине Макарова определена в 15 км, что заметно превышает нормальную для океанской коры. Были указания на присутствие в котловине Макарова линейных магнитных аномалий А33–А23, что должно было бы указывать на ее формирование в позднем сеноне – ран-

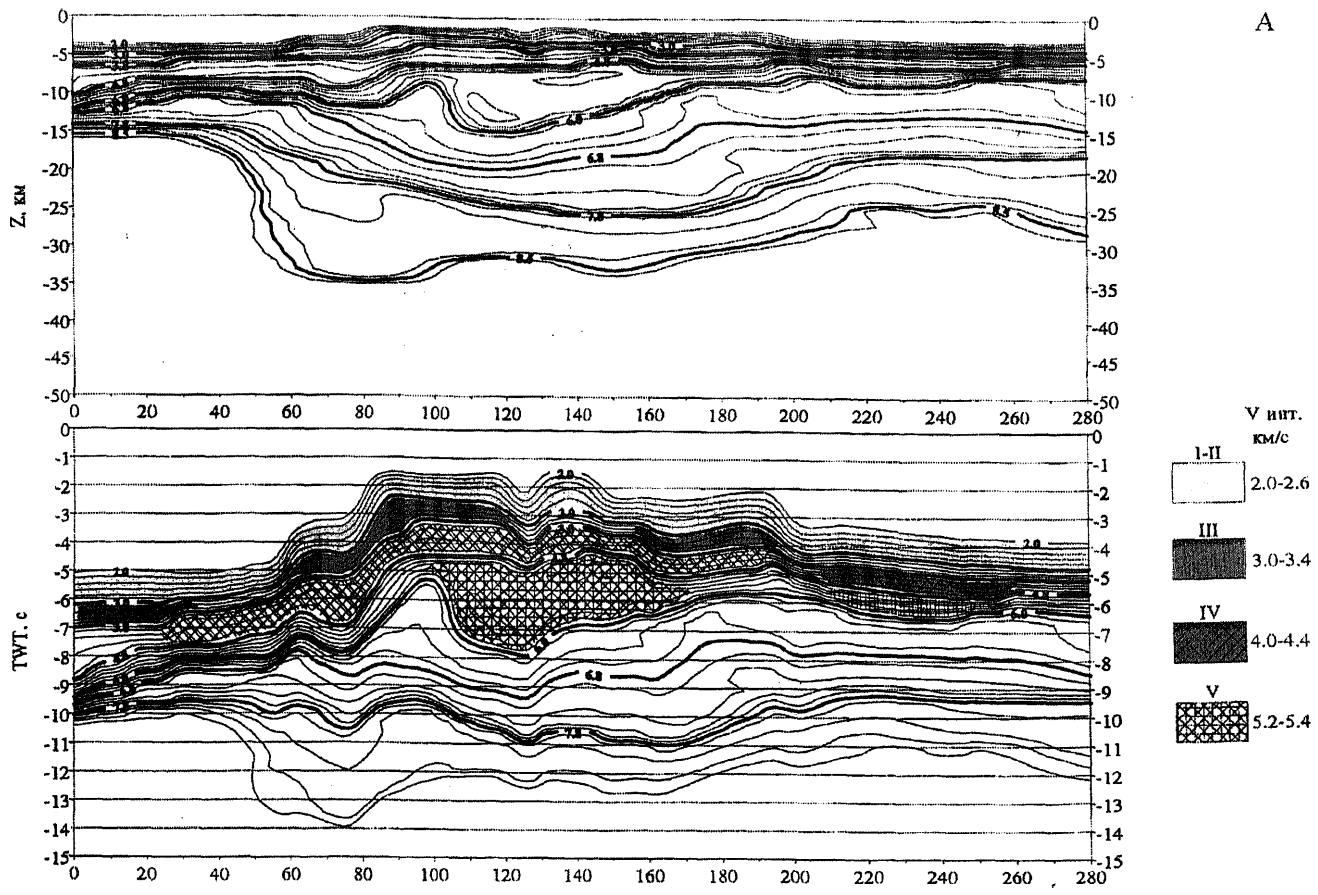


Рис. 13-3. Сейсмотомографические модели по профилям ГСЗ через Северный Ледовитый океан (по А.Д.Павленкину, В.А.Поспелову, В.В.Буценко)
А – котловина Подводников (Толля) – хр. Ломоносова; Б – о-ва Де Лонга – Северный полюс

нем эоцене. Однако эти указания пока не получили подтверждения, и остается точно не известным, относится ли кора данных котловин к океанскому или переходному типу. И тем не менее их возраст, промежуточный (как и положение) между возрастами Амеразийской и Евразийской впадин, является наиболее вероятным.

Поднятия Альфа и ***Менделеева*** лежат в одной полосе, протягивающейся на 1000 км от Земли Элсмира к о-ву Врангеля и очерченной изобатой 2,5 км, но простираются под некоторым углом одно по отношению к другому. Они шире хр. Ломоносова – от 250 до 800 км, и обладают более расплывчатыми очертаниями (по изобате 2 км), с вершинными частями, лежащими на глубине несколько более 1 км. Мощность коры под обоими поднятиями близка к таковой хр. Ломоносова, а мощность осадочного чехла на поднятии Альфа составляет 0,4–1,2 км, причем драгированием здесь подняты маастрихтские и эоценовые туфогенные осадки.

Недостаток фактических данных породил дискуссию в отношении тектонической природы этих поднятий. Наиболее вероятны два толкования – континентальные обломки, сходные с хр. Ломоносова или внутриплитные вулканические плато. Первая версия представляется более правдоподобной. Она подтверждена экспедицией ВНИИОкеанологии в 2000 году на хр. Менделеева.

13.3. Амеразийская (Канадская) впадина

Это самая крупная структура Арктического океана, площадью более четверти миллиона квадратных километров. Ее контуры грубо треугольные, с вершиной, обращенной на юг и находящейся в море Бофор-

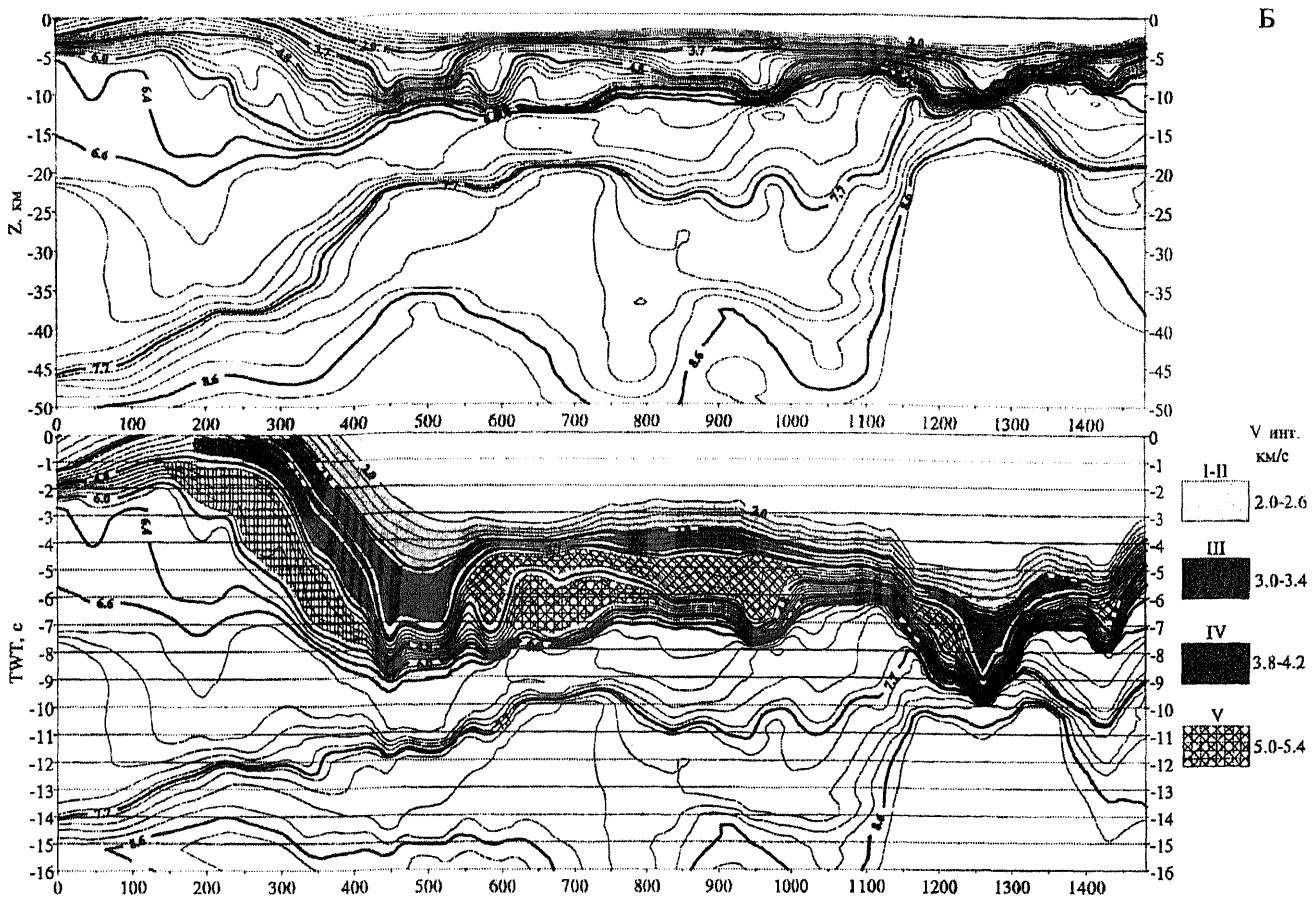


Рис. 13-3 (окончание)

та и дельте р. Маккензи, противоположной широкой стороной, вытянутой вдоль поднятий Альфа и Менделеева, юго-западным ограничением – вдоль континентальной окраины Евразии и Аляски и юго-восточным – вдоль Канадского Арктического архипелага, в обоих районах совпадающих с разломами (рис.13-4). Внутреннее строение впадины на большей части своей площади, подстилаемой океанской корой, осложнено на юго-западе двумя поднятиями, представляющими, очевидно, выступ континентальной коры, слагающей Чукотский шельф – это собственно Чукотское поднятие и поднятие Нортвинд. Оба они простираются параллельно поднятию Менделеева, от которого первое отделяется прогибом глубиной >2 км; такой же прогиб разделяет поднятия Чукотское и Нортвинд. Последнее ограничено со стороны основной части Амеразийского бассейна, собственно Канадской котловины, субмеридиональным разломным уступом, сочетающим черты сдвига и надвига (см. ниже).

Максимальная глубина Канадской котловины немного не достигает 4 км. Мощность коры 9,8–10,7 км, т.е. достаточно близка к типично океанской, учитывая, что в ее центральной части мощность осадков порядка 2–3 км; на юге, в море Бофорта и дельте Маккензи она резко возрастает – до более чем 10 км. Магнитное поле котловины не вполне обычное для океанских структур – в нем отсутствует достаточно четко выраженная система магнитных аномалий. Понадобились значительные усилия по комплексной интерпретации аэрогеофизических материалов, чтобы наметить здесь существование древней оси спрединга, простирающейся субмеридионально на север от дельты р. Маккензи. В самое последнее время положение этой оси подверглось уточнению по сравнению с первоначальным определением, причем допускается существование еще более древней оси, а также ее разворот в северо-западном направлении, перпендикулярно разлому Нортвинд. Были намечены также и линейные магнитные аномалии, симметричные относительно оси спрединга (в ее первом варианте) и предложена их датировка от M25 до M15, что означало бы, что раскрытие впадины происходило в интервале оксфорд–валанжин. Такую

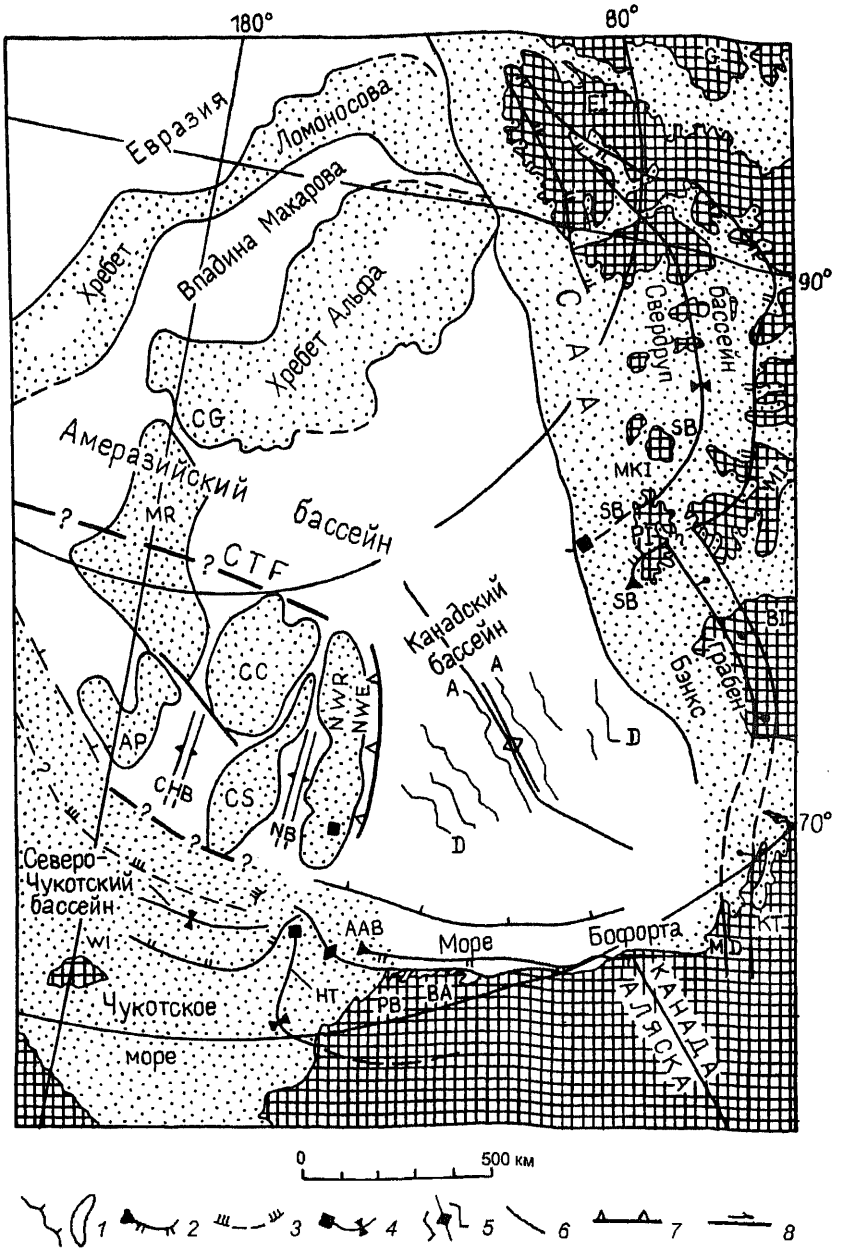


Рис. 13-4. Карта Амеразийского бассейна Арктического океана (по А.Грантцу и др.)

1 – континентальные окраины и океанские хребты; *2* – окраины бассейнов Арктической Аляски, Свердрупского и Северо-Чукотского; *3* – предполагаемая окраина океанской части Северо-Чукотского бассейна; *4* – оси бассейнов, черные квадраты обозначают структурно прерванные оси; *5* – магнитные аномалии морского дна, указывающие на положение осей спрединга; *6* – положение отрицательных гравитационных аномалий по (Laxson, Mc Adoo, 1996); *7* – надвиги; *8* – сдвиги. AAB – Арктическо-Аляскинский бассейн; AP – плато Арлис; BA – свод Барроу; CAA – Канадский Арктический архипелаг; CC– Чукотский купол; CG – купол Кооперейшн; CHB – бассейн Чарли; CS – Чукотский отрог; STF – трансформный разлом Чарли; EI – о-в Элсмир; G – Гренландия; HT – трог Ханна, KT – трог Кугмаллит; MD – дельта Маккензи; MKI – о-в Маккензи Кинг; MR – хр. Менделеева; NB – бассейн Нортвинд; NWE – эскарп Нортвинд; NWR – хр. Нортвинд; PB – мыс Барроу; PI – о-в Принс Патрик; SB – Свердрупский бассейн; WI – о-в Врангеля

трактовку возраста ее коры часть исследователей принимает и в настоящее время, допуская, что спрединг здесь закончился в готериве. Другие исследователи, напротив, датируют готеривом начало спрединга, полагая, что он закончился в середине мела, а поздняя юра и начало мела были периодом континенталь-

ного рифтинга. Отсутствие данных глубоководного бурения не дает возможности однозначно решить этот вопрос.

Чукотское плато, или, как его называют в западной литературе, Чукотский бордерленд, поднимается до глубин около 300 м («Чукотский купол») и имеет несомненно континентальную природу, как и гряда Нортвинд, сопровождающая его с востока. Подтверждением этого служат результаты драгировки вдоль уступа Нортвинд, обнаружившие слабо дислоцированный шельфовый разрез отложений от верхнекембрийских до верхнемеловых. Для палинспастических реконструкций Канадской впадины важным является то обстоятельство, что кембро-ордовикские шельфовые карбонаты этого разреза сходны с таковыми Канадского Арктического архипелага; каменноугольно-пермские карбонатные и кремнистые породы и триасовые турбидиты и пелиты – с одновозрастными отложениями Свердрупской впадины в Канадской Арктике и Северо-Западной Аляски, а верхнеюрские морские пелиты уже не обнаруживают подобного сходства.

Чукотская и аляскинская окраины Амеразийского бассейна отличаются наиболее сложным строением. В их подножье выделяются глубокие прогибы (на западе Северо-Чукотский), в которых мощность отложений, в основном верхнемеловых–кайнозойских, на склоне Аляски несогласно лежащих на юрско-нижнемеловых, превышает, соответственно, 8 и 12 км. Аляскинский склон к тому же осложнен конседиментационными листрическими сбросами и глиняными диапирами, а на востоке юрско-нижнемеловой комплекс оказывается интенсивно смятым в складки и осложненным надвигами северной вергентности.

Южнее эта система периокеанских прогибов ограничена в районе Чукотки надвиговым фронтом, протягивающимся от района севернее о-ва Врангеля через о-в Геральда к мысу Лисберн на северо-западе Аляски. С востока навстречу протягивается, не сочленяясь с ним, фронтальный надвиг складчатой системы хр. Брукса (см. раздел 2.3), впереди которой простирается ее передовой прогиб Колвилл, выполненный юрско-неогеновыми отложениями. Внешний нескладчатый борт этого прогиба переходит на крайнем севере Аляски, в районе мыса Барроу, в одноименный свод, на котором доаптские отложения прогиба выклиниваются, а более молодые слои ложатся непосредственно на ордовикско-силурийский складчатый комплекс. В районе Чукотки в качестве гомолога Колвиллского прогиба может рассматриваться смещенный по отношению к нему к югу и расположенный не на суше, а в пределах шельфа позади зоны поднятий Врангеля – Геральда прогиб Хоуп. Он выполнен мел-кайнозойскими отложениями мощностью до 5,8 км и на юге примыкает к Чукотско-Сьюардскому массиву.

Подводная окраина Канадского Арктического архипелага значительно более узкая, чем Чукотская и Аляскинская, и построена, видимо, значительно проще. Судя по прибрежным обнажениям, она представлена кайнозойскими отложениями, несогласно перекрывающими северо-западный борт Свердрупской позднепалеозойской–мезозойской впадины.

13.4. Основные этапы развития

Как указывалось выше, образование современных глубоководных впадин с корой океанского типа началось в Северном Ледовитом океане не ранее поздней юры и происходило в пределах территории, представлявшей перед этим в основном платформенную сушу. Однако эта территория пережила в предшествующее время достаточно сложную эволюцию, в результате которой приобрела весьма гетерогенное строение. Тектоническая история Арктики еще не расшифрована с необходимой степенью достоверности даже в своих основных чертах и поэтому предлагаемое ниже ее освещение является вынужденно провизорным.

Три древних кратона обрамляют с юга Арктический бассейн – Северо-Американский (Лаврентия), Восточно-Европейский (Балтика) и Сибирский (Ангарида). Их раннедокембрийский фундамент выступает, соответственно, в Канадско-Гренландском, Балтийском и Анабарском щитах. В пределах самого Арктического бассейна раннепротерозойские кристаллические образования обнажаются на востоке Шпицбергена и севере Новой Земли, где они составляют видимую нижнюю часть фундамента, верхняя часть которого имеет среднепротерозойский возраст. Фрагментами этой эпигренвильской платформы – Баренции, являются, скорее всего, и Карский массив архипелага Северная Земля и севера Таймыра, и, более предположительно, хребет Ломоносова, и, еще более предположительно, поднятия Альфа и Менделеева. Весьма вероятна, судя по фациальному составу и условиям залегания палеозойских отложений, платформенная природа некоторой части Новосибирского архипелага (о-ва Котельный, Бельковский), архипелага Де Лонга (о-ва Беннетта, Генриетта) и Чукотского бордерленда, а также, возможно, северной окраины Аляски. Гренвильский гнейсовый фундамент обнажен еще на севере о-ва Элсмир, самого северного из островов Канадского Арктического архипелага, в так называемом террейне Пирия. В общем создается впечатление, что в центре Арктики в конце докембрия – начале палеозоя существовала платформа с гренвильским и (или) более древним фундаментом. Еще в 1935 г. она получила от Н.С.Шатского название Гиперборейской платформы,

которое и следует за ней удержать (в работах Л.П.Зоненшайна и Л.М.Натапова она именуется Арктидой). Раннепалеозойская фауна Шпицбергена, Чукотки и Аляски имеет североамериканский облик, Таймыра и Новосибирских островов – сибирский, что свидетельствует о разобщении отдельных частей Гиперборейской платформы уже в начале палеозоя. Это должно было произойти в процессе распада эпигренвильского суперконтинента Родиния, в состав которого, очевидно, входила и сформированная незадолго до его образования Гиперборейская платформа.

Распад Родинии в Арктическом регионе начался в *позднем рифее*, когда возник достаточно обширный, в центральной части, несомненно, глубоководный бассейн, протянувшийся от Западного Шпицбергена через южную часть Баренцева моря, Тимано-Печорскую плиту, Полярный Урал, Пай-Хой, юг Новой Земли в Центральный Таймыр, район о-ва Врангеля и Северную Аляску. Этот бассейн находился в непосредственной связи с Палеоазиатским океаном, Палеопацификом и, вероятно, прото-Япетусом. Офиолиты Полярного Урала и Центрального Таймыра свидетельствуют об океанской природе коры центральной части этого бассейна. В конце рифея – начале *венда* на Урале и Таймыре устанавливается появление в его пределах вулканических дуг, вероятно энсиматического типа. В позднем венде – раннем кембрии отложения, выполняющие этот Периарктический подвижный пояс, претерпели интенсивные деформации сжатия, метаморфизм зеленосланцевой фации и некоторую гранитизацию. В Притиманье, на Урале и в Центральном Таймыре известны молассы – свидетели этого байкальского орогенеза.

На значительной части площади Арктики, затронутой байкальским орогенезом, в начале палеозоя установился платформенный режим. Это касается Баренцева моря, Тимано-Печорской плиты, Урала, Пай-Хоя и Новой Земли, а на востоке – Чукотки и Аляски. Однако уже в начале *ордовика* эта эпибайкальская платформа, на западе объединившая Баренцию и Балтику, подверглась частичной деструкции с заложением новых бассейнов с океанской корой. На западе это был Палеоуральский океан, на востоке – Южно-Анюйский, простиравшийся от о-ва Большого Ляховского в Новосибирском архипелаге до Чукотки и Центральной Аляски. Этот бассейн в своей восточной части, вероятно, расширялся и включал микроконтинент Северной Аляски, к северу от которого другая ветвь этого океана протягивалась до о-ва Элсмир, на севере которого, в том же террейне Пирия, выявлены ордовикские офиолиты, одновозрастные уральским. Глубоководный бассейн продолжался отсюда в Северную Гренландию и мог смыкаться далее с северным окончанием Япетуса, хотя ни в Восточной Гренландии, ни на Шпицбергене глубоководных отложений уже не известно – здесь развиты осадки карбонатной платформы. Остается проблематичной и связь Уральского бассейна с Южно-Анюйским; она могла осуществляться через Южно-Карскую впадину и юг Центрального Таймыра, где известны глубоководные черносланцевые отложения нижнего–среднего палеозоя, и далее через район моря Лаптевых.

В конце *силура* и в течение *девона* в ряде районов Арктики проявился каледонский орогенез. Ранее всего он затронул Шпицберген и Восточную Гренландию, распространившись затем вдоль северного края Гренландии и достигнув в конце девона – начале *карбона* Канадского Арктического архипелага и Северной Аляски (элсмирский орогенез), оставив везде след в виде красноцветной молассы типа британского Олд Реда. Деформации сжатия, связанные со столкновением вулканических дуг с западным континентом, начались в позднем девоне и на Урале.

Между тем в других частях Арктики во второй половине девона стали преобладать условия растяжения, приведшие к рифтообразованию. Сюда относятся области Баренцева моря, Печорской плиты, Пай-Хоя и Новой Земли. Именно с середины девона Пай-Хой-Новоземельская система приобрела свои современные очертания, первоначально в виде глубокого прогиба, вероятно на утоненной континентальной коре. Тогда же, вероятно, возник Восточно-Баренцевский прогиб, отделенный от Пай-Хой-Новоземельского Адмиралтейским горстовым поднятием. Здесь деструкция могла дойти до полного разрыва континентальной коры и замещения ее океанской. В более восточном секторе Арктики рифтинг, сопровождавшийся основным магматизмом, проявился в Новосибирском архипелаге и в Северном Верхоянье.

После каледонских событий большая часть Арктики развивалась до середины мезозоя в платформенном режиме. Подвижность в позднем палеозое сохранили Уральская, Пай-Хой-Новоземельская, Южно-Таймырская и Южно-Анюйская системы. Арктических широт могло достигать еще северное окончание Обь-Зайсанского бассейна, входившего в состав Палеоазиатского океана. Уральский и Обь-Зайсанский бассейны вступили в позднем палеозое в орогенную стадию своего развития, с окончанием которой в *триасе* Сибирский континент и промежуточные микроконтиненты сомкнулись с Восточно-Европейским континентом. Пай-Хой-Новоземельская система, напротив, переживала в перми и триасе наиболее активную стадию своего погружения, заполняясь обломочным материалом, поступавшим с воздымавшегося Урала. То же происходило и в южной зоне Таймыра. Лишь в начале *юры* обе эти системы испытали заключительные деформации и были вовлечены в поднятия.

Южно-Анюйский бассейн, представлявший собой апофиз Тихого океана, продолжал активно развиваться в юре и начале *мела*. Его кора субдуцировалась и к северу, и к югу, а над зонами субдукции протягивались магматические дуги. В позднем неокоме началась коллизия Гипербореи с Сибирью, приведшая к альбу к полному закрытию Южно-Анюйского бассейна – последнего предшественника Арктического океана. Эту коллизию достаточно логично связывают с раскрытием Канадской впадины, начало которого в данном случае более правдоподобно датировать готеривом, а окончание – серединой мела. Как отмечалось выше, это раскрытие происходило вдоль оси спрединга, простиравшейся меридионально на север от дельты Маккензи, с отодвиганием Аляски, Чукотки и всей более западной окраины Евразии от Канадского Арктического архипелага и Гренландии (рис.13-5). Эта «ротационная» гипотеза происхождения Канадской впади-

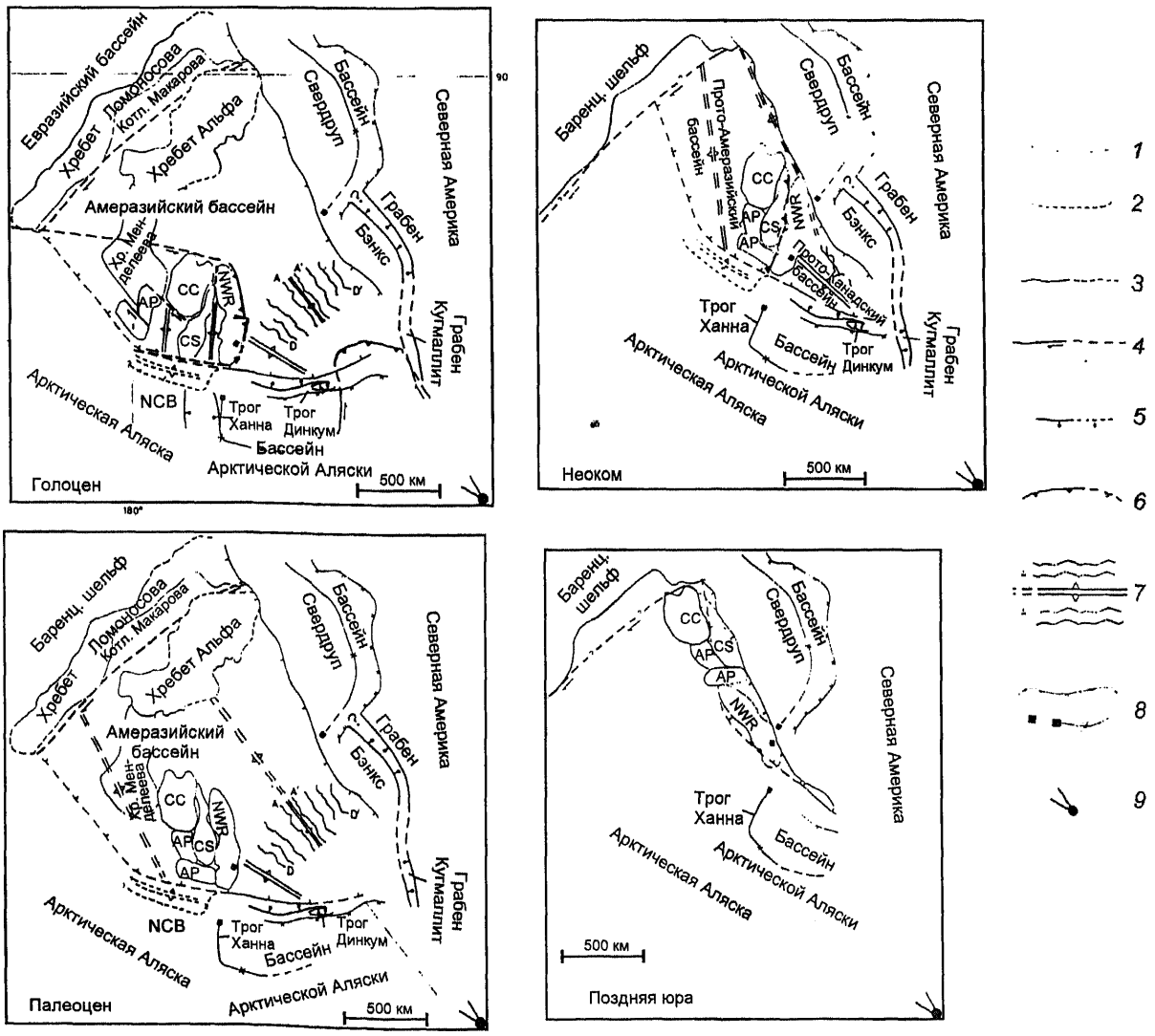


Рис. 13-5. Последовательные реконструкции Амеразийского бассейна от голоцена до поздней юры (по А.Грантцу)

Реконструкции используют заключительное третичное растяжение Чукотского бордерленда (Grantz, 1993) и позднеюрское–неокомское растяжение в Амеразийском бассейне (по А.Грантцу). *1* – континентальные окраины Амеразийского бассейна; *2* – юрская и меловая континентальная окраина Северо-Чукотского бассейна; *3* – границы хребтов и плато в Арктическом океане; *4* – сдвиги, показывающие относительные горизонтальные смещения; *5* – нормальные сбросы, кружки на опущенном крыле; *6* – надвиги, штрихи на висячем крыле; *7* – магнитные аномалии морского дна и оси спрединга; *8* – край (вверху) и ось (внизу) бассейнов Свердрупского (SB) и Арктической Аляски (AAB), черные квадраты – структурно прерванные оси бассейнов; *9* – средний полюс вращения при раскрытии Амеразийского бассейна по неокомским магнитным аномалиям в Канадском бассейне. Все пунктирные знаки предположительные. Чукотский бордерленд: AP – плато Арлис; CC – Чукотский купол; CS – Чукотский отрог; NWR – хр. Нортвинд; NCB – Северо-Чукотский бассейн

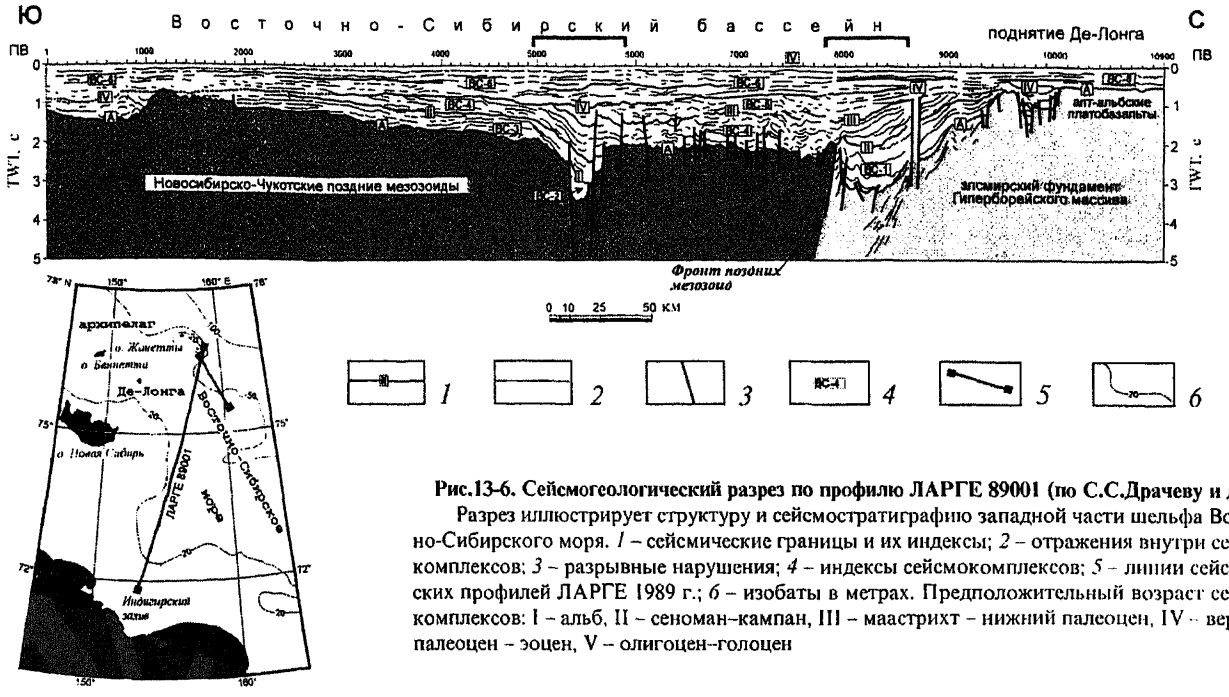


Рис.13-6. Сейсмогеологический разрез по профилю ЛАРГЕ 89001 (по С.С.Драчеву и др.)

Разрез иллюстрирует структуру и сейсмостратиграфию западной части шельфа Восточно-Сибирского моря. *1* – сейсмические границы и их индексы; *2* – отражения внутри сейсмокомплексов; *3* – разрывные нарушения; *4* – индексы сейсмокомплексов; *5* – линии сейсмических профилей ЛАРГЕ 1989 г.; *6* – изобаты в метрах. Предположительный возраст сейсмокомплексов: I – альб, II – сеноман–кампан, III – маастрихт – нижний палеоцен, IV – верхний палеоцен – эоцен, V – олигоцен–голоцен

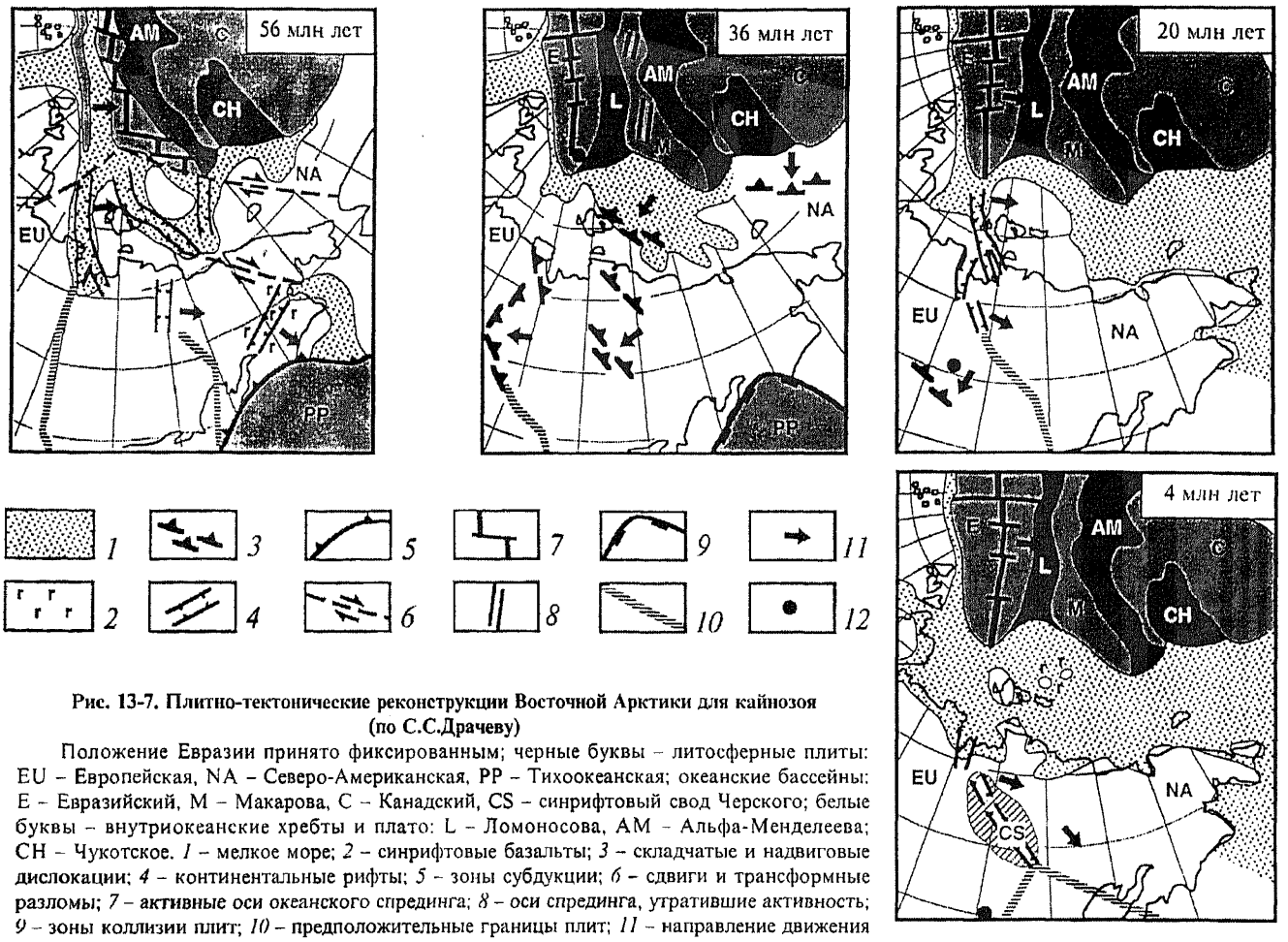


Рис. 13-7. Плитно-тектонические реконструкции Восточной Арктики для кайнозоя (по С.С.Драчеву)

Положение Евразии принято фиксированным; черные буквы – литосферные плиты: EU – Европейская, NA – Северо-Американская, PP – Тихоокеанская; океанские бассейны: E – Евразийский, M – Макарова, C – Канадский, CS – синрифтовый свод Черского; белые буквы – внутриокеанские хребты и плато: L – Ломоносова, AM – Альфа-Менделеева; CH – Чукотское. *1* – мелкое море; *2* – синрифтовые базальты; *3* – складчатые и надвиговые дислокации; *4* – континентальные рифты; *5* – зоны субдукции; *6* – сдвиги и трансформные разломы; *7* – активные оси океанского спрединга; *8* – оси спрединга, утратившие активность; *9* – зоны коллизии плит; *10* – предположительные границы плит; *11* – направление движения плит; *12* – полюс вращения Евразия – Северная Америка

ны представляется более доказательной, как показало обсуждение на III Международной Арктической конференции, чем альтернативные ей построения.

Во второй половине позднего мела произошло откалывание поднятий Альфа-Менделеева, а еще раньше, видимо, Чукотского бордерленда от Евразийской окраины Канадской впадины. В тылу этих поднятий образовались впадины Макарова и Толля. Раскрытие последней имело своим следствием надвигание Чукотского бордерленда на Канадскую впадину вдоль уступа Нортвинд.

К той же эпохе конца раннего(альб) – середины позднего мела относится, согласно новейшим данным С.С.Драчева с коллегами, заложение субширотной рифтовой зоны, погребенной в основании широкой впадины Восточно-Сибирского моря (рис.13-6). Эта зона простирается к югу от поднятия Де-Лонга – реликта Гиперборейской платформы, и следует на восток к северу от о-ва Врангеля, видимо наследуя, по мнению С.С.Драчева, надвиговый фронт Новосибирско-Чукотской системы мезозоид. Рифтинг в будущем Новосибирском море закончился к олигоцену, когда он сменился широким и плавным пострифтовым опусканием.

Одновременно с образованием впадин Макарова и Толля, а также Новосибирской в будущем Евразийском бассейне начался континентальный рифтинг, продолжившийся в *палеоцене* (рис.13-7) и приведший к отрыву от евразийской окраины следующего континентального фрагмента – хребта Ломоносова. На сочленении этой рифтовой системы с аналогичной Норвежско-Гренландской системой будущей Северной Атлантики в позднем олигоцене произошла вспышка базальтового вулканизма, создавшего между хр. Ло-

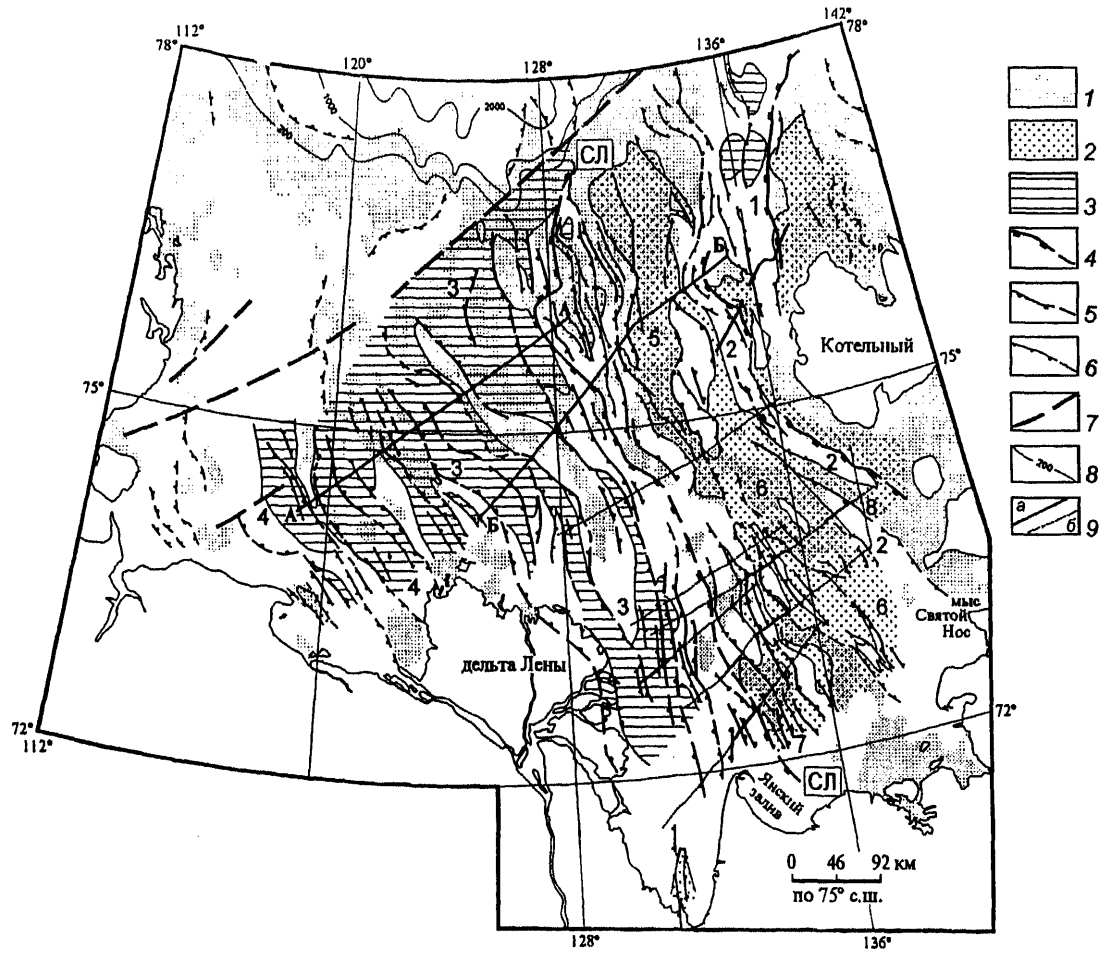


Рис. 13-8. Структурная схема рифтовой системы моря Лаптевых (по С.С.Драчеву)

1 – генерализованные положительные аномалии поля силы тяжести по данным спутниковой альтиметрии; *2* – участки горстов выше отметки – 1 км; *3* – зоны рифтов, в которых основание опущено ниже 7 км; *4* – главные сбросы (зоны отрыва); *5* – сбросы с отчетливой листрической геометрией; *6* – прочие сбросы; *7* – зона Хатангско-Ломоносовского трансформного разлома; *8* – изобаты в метрах; *9* – линия сейсмических профилей; рифты: 1 – Анисинский, 2 – Бельковско-Столбовский, 3 – Усть-Ленский, 4 – Южно-Лаптевский рифтовый прогиб; горсты: 5 – Восточно-Лаптевский, 6 – Столбовский, 7 – Широстонский, 8 – Кигыляхский; СЛ – сброс Лазарева

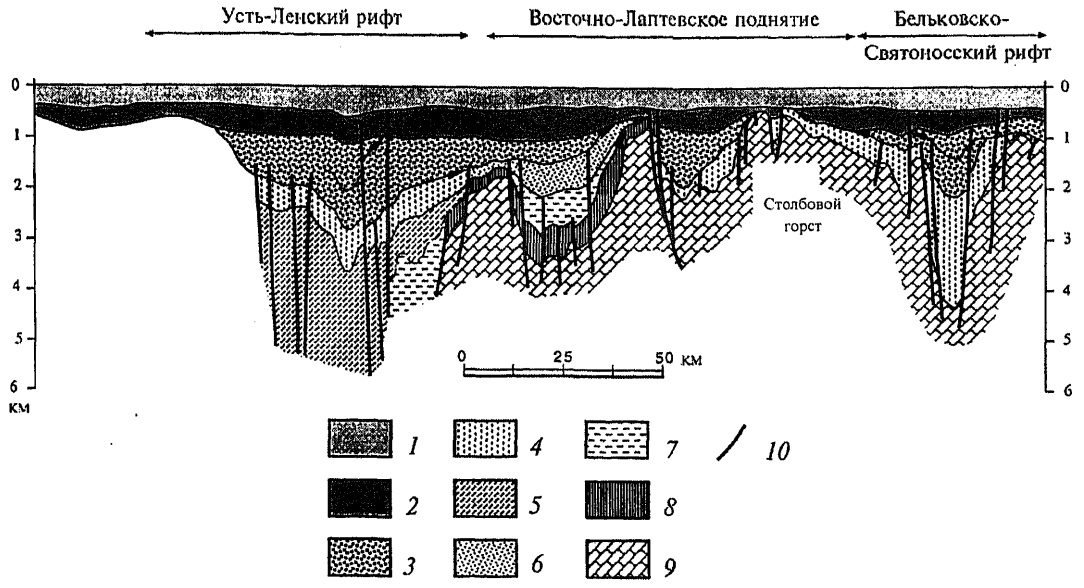


Рис. 13-9. Геологических профиль вдоль сейсмического профиля LARGE через море Лаптевых (по С.С.Драчеву)

1 – квартер; *2* – верхний плиоцен – нижний квартер; *3* – плиоцен; *4* – средний и верхний миоцен; *5* – эоцен – средний миоцен; *6* – олигоцен – средний миоцен; *7* – эоцен; *8* – верхний мел – палеоцен; *9* – складчатое основание; *10* – разломы

моносова и Шпицбергеном плато Моррис Джесуп – Ермак, впоследствии расщепившееся при раскрытии пролива Фрама (см. ниже) между Норвежско-Гренландским и Евразийским бассейнами. Спрединг в последнем начался в самом конце палеоцена – начале *эоцена* и сначала шел с относительно высокой скоростью, резко замедлившись в *олигоцене*, когда спрединг на крайнем востоке вообще прекратился, возобновившись лишь в конце *плиоцена*. Свободное сообщение между глубоководными Евразийским и Норвежско-Гренландским бассейнами установилось лишь в позднем миоцене, с окончательным раскрытием пролива Фрама.

Отголоском событий в Евразийском бассейне явилось образование на шельфе моря Лаптевых сложной полирифтовой системы (рис.13-8, 13-9), прямая геометрическая связь которой со спрединговым хребтом Гаккеля отсутствует, поскольку последний отделен от нее трансформным Хатангско-Бофортским разломом – правым сдвигом. Развитие этих структур продолжается и в современную эпоху, о чем свидетельствует их сейсмическая активность.

Литература

Аплонов С.В., Шмелев Г.Б., Краснов Д.К. Геодинамика Баренцево-Карского шельфа (по геофизическим данным) // Геотектоника, 1996, №4, с.58-76

Богданов Н.А. Проблема раздела Европейской и Северо-Американской литосферных плит в Восточной Арктике // Геотектоника, 1998, №2, с.4-15

Тектоническая карта Баренцева моря и севера Европейской России и Объяснительная записка к ней. Н.А.Богданов, В.Е.Хаин – ред. М., 1996

Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и севера Сибири и Объяснительная записка к ней. Н.А.Богданов, В.Е.Хаин – ред. М., 1998

Grantz A., Clark D.L., Philips R.I. et al. Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada basin, and the geometry of rifting in the Amerasia basin, Arctic Ocean // Geol. Soc. Am. Bull. 1998, v.110, №6, p.801-820

Jokat W., Weigelt E., Kristofferson Y. et al. New geophysical results from the south-western Eurasian Basin (Morris Jesup Rise, Gakkel Ridge, Yermak Plateau) and the Fram Strait // Geophys J. Int., 1995, v.123, p.601-610

Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y. et al. New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin // Geophys. J. Int., 1995, v.122, p.378-392

Mackey K., Fujita K., Gunbina L.V. Seismicity of the Bering Strait region. Evidence for a Bering Block // Geology, 1997, v.25, №11, p.979-982

The Arctic Ocean region. Geology of North America. A.Grantz, L.Johnson, J.F.Sweeney – eds. // Geological Society of America, Boulder, Colorado, 1990, p.257-288

Глава 14

ИНДИЙСКИЙ И ЮЖНЫЙ ОКЕАНЫ

Индийский океан, хотя и является, подобно Атлантическому, продуктом распада Пангеи, существенно отличается от последнего и по своей общей, более изометричной конфигурации, и по своей внутренней структуре, и по истории своего развития. Его структура определяется существованием не одного, а трех спрединговых хребтов, образующих почти в центре океана тройное сочленение Родригес (рис.14-1). При этом данный структурный план в форме, близкой к современной, окончательно сложился лишь в кайнозое, а до этого претерпел существенную перестройку в середине мела. Поскольку участки, созданные более ранними эпохами спрединга, ныне расчленены кайнозойским спредингом, представляется рациональным взять за основу при районировании этого океана именно его кайнозойский структурный план. Соответственно следует выделить в его структуре три сектора, или сегмента: Северо-Западный (Индо-Аравийский), Юго-Западный (Африкано-Антарктический), Юго-Восточный (Австрало-Антарктический). Несколько отступая от этого принципа, мы будем вынуждены выделить еще Северо-Восточный (Индо-Зондский сегмент).

14.1. Северо-Западный (Индо-Аравийский) сегмент

Этот сегмент примыкает на западе к Аравии и Африке, на севере к Макранскому побережью Азии, на северо-востоке к Индийскому субконтиненту. Южнее последнего он может быть условно отделен от Северо-Восточного сегмента линейным Мальдивским хребтом, а на юге еще более условная граница данного сегмента с Юго-Западным может быть проведена вдоль разлома Принс-Эдвард востоко-северо-восточного простирания к югу от Мадагаскара. Внутреннее строение и история сегмента весьма сложные и это вынуждает подразделить его на три субсегмента (см. ниже).

Стержневое положение в структуре сегмента занимает спрединговый хребет, именуемый Центральным, или Аравийско-Индийским; его северная часть известна еще как хребет Карлсберг, а северо-западное продолжение в Аденском заливе называется хребтом Шеба. Этот отрезок хребта отделен от его основной части магистральным трансформным разломом Оуэн северо-северо-восточного простирания, выраженным в рельефе одноименным подводным хребтом, северо-восточное продолжение которого образует хр. Меррей, смыкающийся у побережья Пакистана с основной сутурой Белуджистанского орогена, а юго-западное – хребет Чейн. Эта система хребтов-разломов, а на юге Мадагаскарский микроконтинент естественно отсекают от основной части сегмента западный, *Оманско-Мозамбикский субсегмент* с корой преимущественно мезозойского возраста (рис.14-2).

В рельефе дна и структуре этого субсегмента с севера на юг выделяются пять котловин, цепочкой протягивающихся с северо-северо-востока на юго-юго-запад; это Оманская, Оуэнская, Северо-Сомалийская, Западно-Сомалийская и Мозамбикская котловины. Ложе этих котловин, кроме Оманской, подстилается корой верхнеюрско-нижнемелового возраста. Между Оуэнской и Северо-Сомалийской котловинами с субширотным простиранием вклинивается продолжение Аравийско-Индийского хребта, здесь получающего название *хребта Шеба*. Хребет этот возвышается на 2,4–2,5 км над дном прилегающих периферических котловин Аденского залива, имеющего глубину более 3 км на западе и 5 км на востоке и подстилаемого океанской корой позднемиоценового и более молодого возраста. Хребет Шеба осложнен рифтовой долиной глубиной в 1,5–2 км, заканчивающейся на западе в заливе Таджура, где она смыкается с континентальными рифтами треугольника Афар (см. раздел 7.3). Хребет Шеба, кроме того, рассечен довольно густой системой трансформных разломов северо-восточного простирания со смещениями до 180 км, находящими свое про-

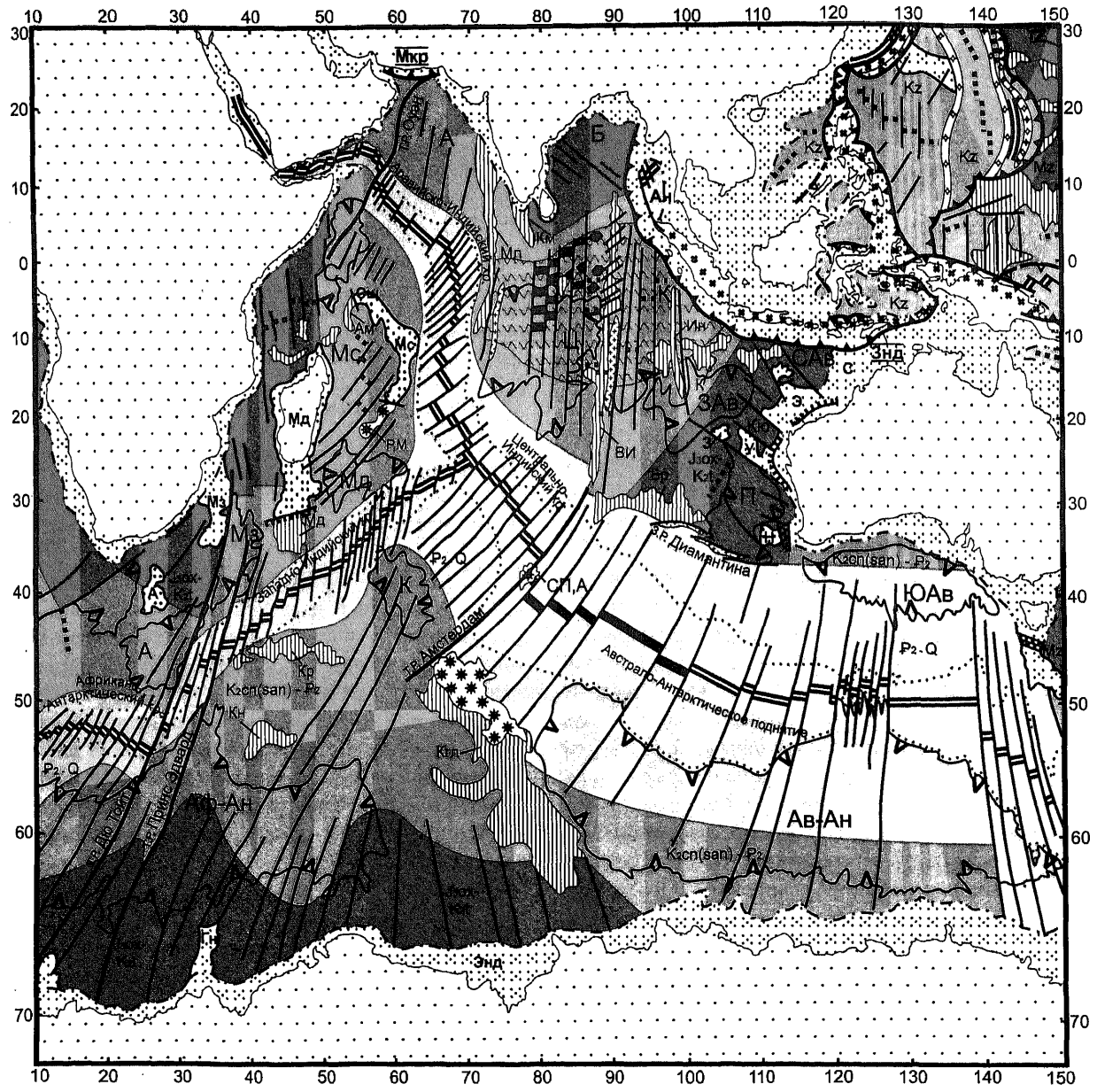


Рис. 14-1. Тектоническая схема Индийского океана

Условные обозначения см. на рис.12-1. *31–33* – разновозрастные сегменты: *31* – поздняя юра, ранний и средний мел (оксфорд–турон), *32* – поздний мел – ранний палеоген (коньяк–эоцен), *33* – поздний палеоген – квартер (поздний эоцен – голоцен). *Глубоководные котловины и другие крупные акватории*: Аф-Ан – Африкано-Антарктическая, К – Крозе, А – Агульясская, Мз – Мозамбикская, МД – Мадагаскарская, Мс – Маскаренская, С – Сомалийская, А – Аравийская, Б – Бенгальский залив, Ц – Центральная, К – Кокосовая, ЗАв – Западно-Австралийская (Уортон), САв – Северо-Австралийская, П – Перт, ЮАв – Южно-Австралийская, Ав-Ан – Австрало-Антарктическая; *окраинные моря*: Ан – Андаманский бассейн; *микроконтиненты и краевые плато*: А – плато Агульяс, Мз – Мозамбикское, Мд – Мадагаскар, Мс – Маскаренский хр., Сш – Сейшельское поднятие, С – плато Скотта, Э – Эксмут, У – Уоллоби, З – Зенит, Н – Натуралистов, Энд – Эндерби, Гн – Гуннерус; *области проявления современного внутриплитного магматизма*: острова – Р – Реюньон, М – Маврикий, СП – Сен-Поль, А – Амстердам, Кгл – хр. Кергелен; *внутриплитные поднятия океанской коры*: Кн – Конрад, Кр – Крозе, Мд – Мадагаскарский хр., Ам – Амирантский хребет (дуга), Мл – Мальдивский, Км – Коморин, ВИ – Восточно-Индийский, Ин – Инвестигейтор, К – Кокосовый вал, Бр – Брокен, Кгл – Кергелен; *зоны субдукции*: Мкр – Макранская, Знд – Зондская

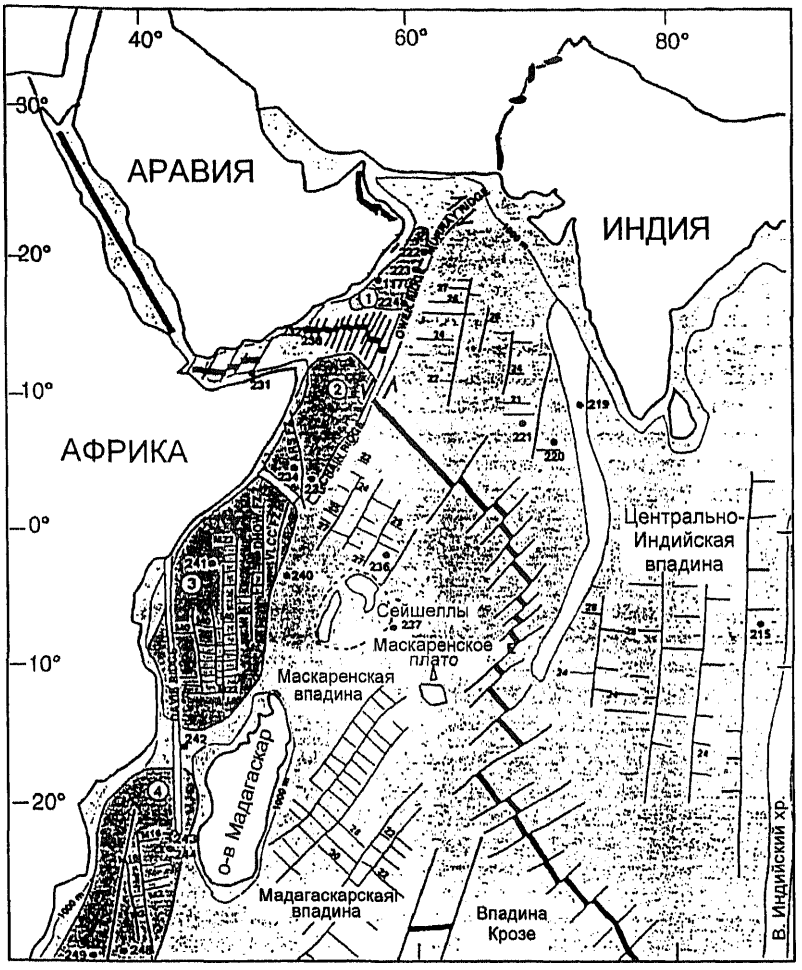


Рис. 14-2. Геологическое расположение западной части Индийского океана, Восточного офиолитового пояса Омана и Западного офиолитового пояса Пакистана (по Е.Гнису и др.)

Окраинные бассейны Восточной Африки и Юго-Восточной Аравии закрашены темным цветом: 1 – бассейн Оуэн, 2 – Северо-Сомалийский бассейн, 3 – Западно-Сомалийский бассейн, 4 – Мозамбикский бассейн; номера 117–249 указывают скважины глубоководного бурения; M22–M0 – магнитные аномалии между 152 и 118 млн лет; 34–21 – аномалии между 84 и 50 млн лет

должение на обоих берегах Аденского залива, особенно отчетливо на побережье Йемена.

В северо-западном борту *котловины Оуэн*, на о-ве Масира, у побережья Омана выступают офиолиты титонского (~150 млн лет) возраста, отвечающие, очевидно, началу раскрытия этой котловины. Высказано предположение, что оно могло продолжаться до сенона (84 млн лет). Имеются также указания на присутствие линейных аномалий востоко-северо-восточного простирания.

Северо- и Западно-Сомалийские котловины нередко рассматриваются как одна *Сомалийская котловина*, отделенная от остального океана на востоке хр. Чейн, Сейшельским микроконтинентом и, на юго-востоке, о-вом Мадагаскар, а на западе окаймленная узкой окраиной Африканского континента. Глубина котловины – до 5 и более километров. На юге котловины широтно простирается вулканическая цепочка Коморских островов. В Западно-Сомалийской котловине выявлена система мезозойских широтных магнитных аномалий от M25 до M0 и даже намечена древняя ось спрединга широтного же простирания, действовавшая от кимериджа до апта. Их пересекают меридиональные трансформные разломы, из которых основное значение имеет выраженный подводным хребтом разлом Дэви, протягивающийся касательно к побережью Кении и юго-западному – Мадагаскара. Предполагается, что смещение по этому разлому и параллельному ему разлому Дэу на востоке котловины сыграло решающую роль при отделении Мадагаскара от Африки.

Западная окраина Западно-Сомалийской котловины характеризуется развитием барьерного рифа вдоль края шельфа, крутым склоном и протягивающимся вдоль него глубоким, с мощностью осадков до 12 км, периокеанским прогибом. В основании его выполнения залегают рифтогенные отложения комплекса Карру, а в верхней юре известны эвапориты.

Лежащая южнее в той же полосе *Мозамбикская котловина* тяготеет уже к юго-западному сегменту Индийского океана, поскольку установленные в ней линейные аномалии М22–М0 омолаживаются к югу в направлении Юго-Западного Индийского хребта. Она ограничена и с запада, и с востока крутыми уступами, отделяющими ее на западе от Мозамбикского подводного хребта – отрога Африканского континента, полуотчлененного от него небольшой котловиной Трансской, а на востоке от о-ва Мадагаскар с его южным подводным продолжением. Глубина котловины превышает 5 км; бурением в ней достигнуты отложения валанжина.

Африканская окраина Мозамбикской котловины на севере узкая, окаймленная барьерным рифом, с крутым склоном, изрезанным каньонами. На юге она расширяется за счет Мозамбикского хребта. Этот хребет с поверхностью на глубине 1,2–2,5 км протягивается на 1000 км в южном направлении при ширине ~300 км.

Остров Мадагаскар с его подводным продолжением представляет крупный микроконтинент, отделившийся от Африки в поздней юре, а от другого микроконтинента – Сейшельского (см. ниже), в позднем мелу. Структура Мадагаскара до поздней юры составлявшая одно целое со структурой Восточной Африки, уже рассматривалась в главе 7.

Сейшельский микроконтинент проявлен на поверхности одноименным архипелагом небольших островов, на которых выступают позднепротерозойские гранитоиды и третичные сиениты; мощность коры составляет ~33 км. Южным продолжением микроконтинента может являться *Маскаренское плато*, однако вскрытые здесь бурением под отложениями палеоцена–плейстоцена базальты и трахиты имеют наибольшее сходство с внутриплитными океанскими вулканитами, а интерпретация поля силы тяжести также склоняет исследователей скорее к модели океанской коры. На южной оконечности Маскаренского плато возвышаются два вулканических острова – Маврикий и Реюньон. Первый представляет древний, а второй – огромный, высотой более 3 км (7 км над ложем океана) действующий вулкан, который рассматривается как современная проекция мантийного плюма. Продукты извержений обоих вулканов типичны для щелочно-базальтовой океанско-островной формации.

На противоположном, северо-западном конце к Сейшельско-Маскаренскому поднятию примыкает дуга *Амирантского хребта*, построенная коралловыми островами и окаймленная коротким желобом глубиной почти 5,5 км. Со склонов хребта драгированием подняты толеитовые базальты; скорее всего, хребет представляет обычное внутриплитное поднятие.

Между Мадагаскаром и Амирантско-Сейшельско-Маскаренской системой поднятий лежит крупная и глубокая (до 6,4 км) *Маскаренская* (или Мадагаскарская) *котловина*, которая со своим окружением может быть выделена в самостоятельный, Мадагаскарско-Маскаренский субсегмент. Главным основанием для этого является история котловины, зафиксированная в системе магнитных аномалий северо-западного простирания от А34 до А24 с самостоятельной же осью спрединга, рассеченная трансформными разломами северо-восточного направления. Эта система дискордантна по отношению к появляющейся на юго-западе системе аномалий Юго-Западного Индийского хребта и на юго-востоке – южной части Аравийско-Индийского хребта. Это позволяет заключить, что образование Маскаренской котловины произошло между туроном и ранним эоценом, приведя к отделению Мадагаскара от Сейшелл, составлявших первоначально западную окраину Большой Индии. Начало раскрытия Маскаренской котловины независимо датируется в 88 млн лет извержениями базальтов на всем 1500-километровом протяжении восточного побережья Мадагаскара, составляющего западный борт котловины.

Остальная, большая по площади центральная и восточная часть рассматриваемого сегмента Индийского океана подстилается корой кайнозойского возраста, возникшей после отделения Сейшелл и Маскаренского плато от Индии. Морфологически этот Сейшельско-Индийский субсегмент состоит из трех элементов, с запада на восток: восточной части Сомалийской котловины, Аравийско-Индийского хребта и Западно-Аравийской котловины. При этом рисунок линейных магнитных аномалий показывает, что кора субсегмента была сформирована в две фазы, различающиеся по ориентировке осей спрединга. Первая фаза отвечала палеоцену, раннему и среднему эоцену (аномалии А29–А20); вторая началась в олигоцене (аномалия А11).

Занимающий центральное положение в структуре субсегмента *Аравийско-Индийский хребет* относится к категории медленноспрединговых. Он довольно четко делится на две части – северную и южную, по зоне разломов Академика Вернадского со смещением около 120 км. Эта зона трассируется к юго-западу в промежутке между Сейшельскими островами и Маскаренским плато, а к северо-востоку – между Лаккадивскими и Мальдивскими островами. Северная часть хребта (так называемый *хребет Карлсберг*) простирается в северо-западном направлении и нарушена лишь малоамплитудными трансформными разломами. Ширина

хребта здесь составляет не более 650 км, превышение над прилегающими котловинами – порядка 2 км, глубина рифтовой долины до 4,0–4,5 км, а отдельные вершины гребневой зоны поднимаются до отметок менее 2 км. Хребет оконтурен параллельными ему магнитными аномалиями до А11 (граница раннего и среднего олигоцена) включительно.

Южная часть Аравийско-Индийского хребта, здесь нередко именуемого Центрально-Индийским, отличается меридиональным простиранием, большой, до 1000 км, шириной и резко рассеченным рельефом с превышением до 3–4 км над смежными котловинами и вершинами с отметками менее 2 км. Хребет пересечен на этом отрезке несколькими довольно крупными разломами, направленными косо, под углом 45°, к его общему простиранию. На их пересечении с рифтовой долиной появляются желоба глубиной до 5,5–6,5 км.

В Восточно-Сомалийской котловине, отделяющей хребет Карлсберг от Сейшелл, развита система аномалий – от А27 до А22. Она имеет несколько отличное, более западное простирание и отвечает первой фазе отделения Сейшелл от Индии. Еще более широтно ориентированная система аномалий той же фазы, от А28 до А20, закартирована в *Западно-Аравийской котловине*, между разломом Оуэн и хр. Меррей на западе, хр. Лакшми на севере и Лаккадив-Чагосским (Мальдивским) на востоке. Дно котловины лежит на уровне 4,8–5,1 км, а ее северная часть занята огромным конусом выноса р. Инд (рис.14-3).

Хребет Лакшми на северо-востоке котловины, параллельный побережью Индостана, представляет краевое поднятие континентальной коры, а в отношении одноименного прогиба, отделяющего его от шельфа, некоторые исследователи предполагают, что он образовался в период извержения траппов Декана, т.е. на границе мел/палеоген и что рифтинг здесь мог даже перерасти в спрединг, ось которого затем испытала перескок к югу от хр. Лакшми (рис.14-4). Простирание последнего изменяется от западо-северо-западного на западе до северо-западного на востоке; этот изгиб совпадает с выходом на подводную окраину крупнейшей рифтовой зоны Индостанского субконтинента – зоны Нармада-Сон; он продолжается диагональным разломом в Западно-Аравийской котловине.

Восточное ограничение последней составляет вытянутый на 3000 км в меридиональном направлении Мальдивский подводный хребет, увенчанный архипелагами коралловых островов – Лаккадивских, Мальдивских и Чагос. Атоллы подстилаются вулканическими постройками, предположительно надстраивающими океанскую кору повышенной мощности. Согласно широко распространенной точке зрения, Мальдивский хребет возник над мантийным плюмом, ныне проявленным на поверхности о. Реюньон, в процессе миграции Индо-Австралийской плиты к северу. Предполагается, что дальнейшее смещение этой плиты породило образование над тем же плюмом поля Деканских траппов. Лаккадив-Мальдивский хребет отделен от края континента прогибом, заполненным толщей кайнозойских осадков, на севере достигающей мощности 6 км. Этот прогиб находит свое северное продолжение в Камбейском заливе и одноименном рифтогенном прогибе на материке. Южное же продолжение хребта в архипелаге Чагос сопровождается с востока желобом глубиной до 5,4 км.

14.2. Северо-Восточный (Индийско-Зондский) сегмент

Данный сегмент (рис.14-5) лежит непосредственно к востоку от предыдущего и включает наиболее крупную в океане Центральную котловину и продолжающий ее на севере Бенгальский залив. На западе граница определяется трансформным разломом, проходящим почти непосредственно к востоку от Мальдивского хребта, а на востоке по аналогичному разлому 92° к востоку от Восточно-Индийского хребта. Этот последний разлом до начала олигоцена служил границей Индийской и Австралийской литосферных плит. Севернее, на востоке Бенгальского залива, граница проходит вдоль зоны субдукции, окаймляющей Андаманские и Никобарские острова и Индобирманские цепи. На юго-западе сегмент граничит с системой аномалий южного окончания Аравийско-Индийского и Юго-Восточного Индийского молодых спрединговых хребтов.

Основным отличием *Центральной котловины* от Западно-Аравийской является более раннее формирование ее океанской коры, относящееся к началу мела. Об этом свидетельствуют магнитные аномалии, зафиксированные к юго-западу (М10 – М8) и к северо-востоку (М11–М0) от о-ва Шри Ланка, последние уже в Бенгальском заливе. Простираются они с северо-запада на юго-восток. Южнее развита полная серия линейных магнитных аномалий от А34 до А21–А20, простирающихся широтно, омолаживающихся к югу и смещенных вдоль целой группы меридиональных трансформных разломов (см. ниже, рис.14-5). Смещение аномалии А21 по западному пограничному с Аравийской котловиной разлому составляет >2000 км.

Дно Центральной котловины опущено на глубину 5–6 км и несет лишь маломощный и фрагментарный слой осадков, но севернее 8° с.ш. занято грандиозным конусом выноса Ганга и Брахмапутры, самым крупным в мире, протянувшимся на 3,5 тыс. км, достигающим мощности 12 км и образованным за счет размыва

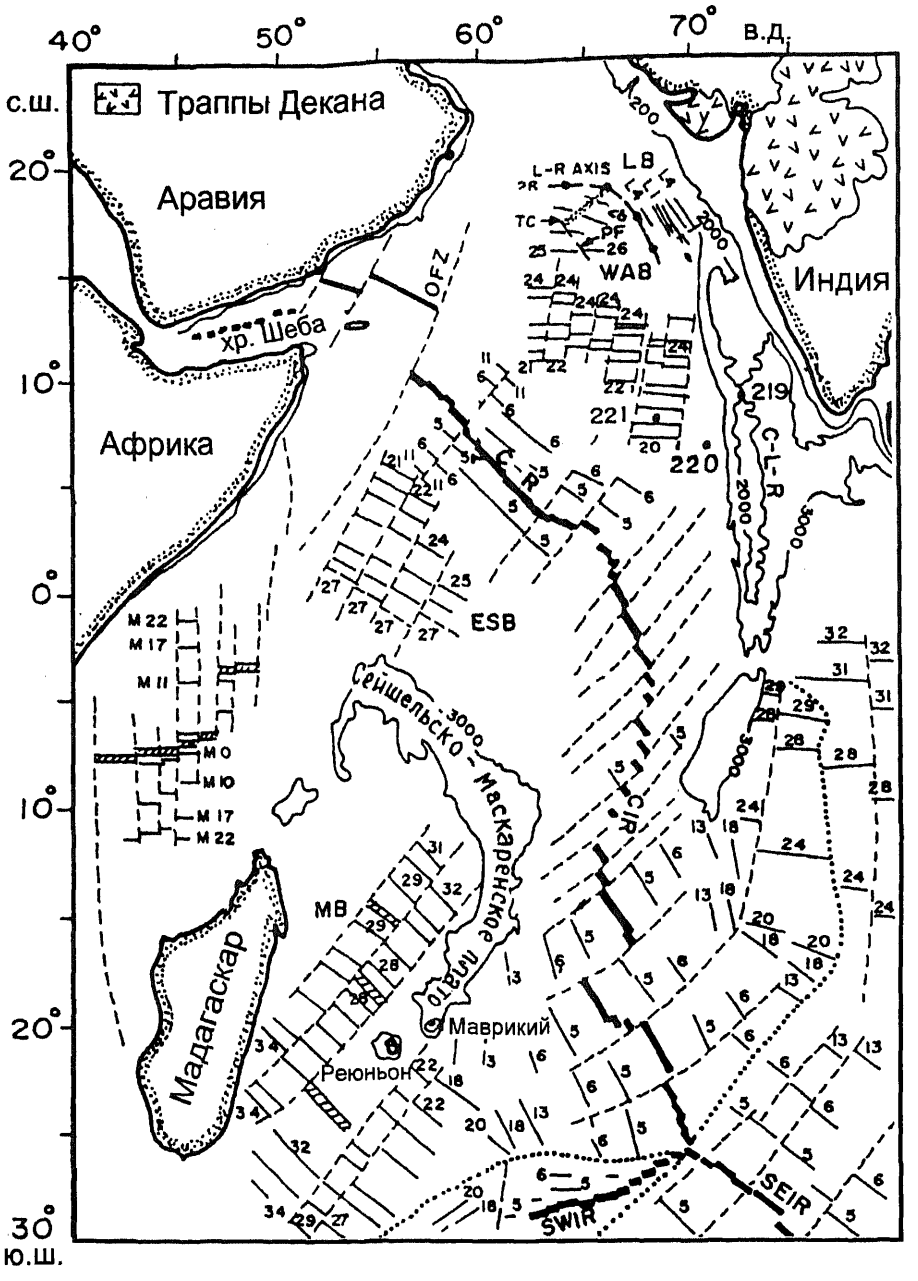


Рис. 14-3. Обобщенная тектоническая карта Аравийского моря (по А.К.Чобей и др.)

Магнитные аномалии – сплошные линии, зоны разломов – пунктирные; главные структурные элементы: WAB – Западно-Аравийский бассейн, CIR – Центрально-Индийский хребет, SWIR – Юго-Западный Индийский хребет, SEIR – Юго-Восточный Индийский хребет, C-L-R – хр. Чагос-Лаккадивский, C-R – хр. Карлсберг, L-R – хр. Лакшми; ESB – Восточно-Сомалийский бассейн, MB – Мадагаскарский бассейн; L1-L4 – линейные магнитные аномалии бассейна Лакшми; PF – псевдоразломы; TC – кора, перемещенная из одной плиты в другую. Жирные точки – скважины глубоководного бурения; точечный пунктир – следы миграции тройного сочленения Индийского океана

Гималаев, интенсивно протекающим начиная с позднего миоцена.

Особый интерес представляет обнаруженная южнее, в полосе шириной ~1000 км и протяженностью 1600 км с востоко-северо-восточным простиранием система совершенно необычных по интенсивности для внутренних районов океанских плит складчато-разрывных дислокаций, затрагивающих как осадочный чехол, так и консолидированную кору. Дислокации эти выражены складками шириной 100–300 км и высотой

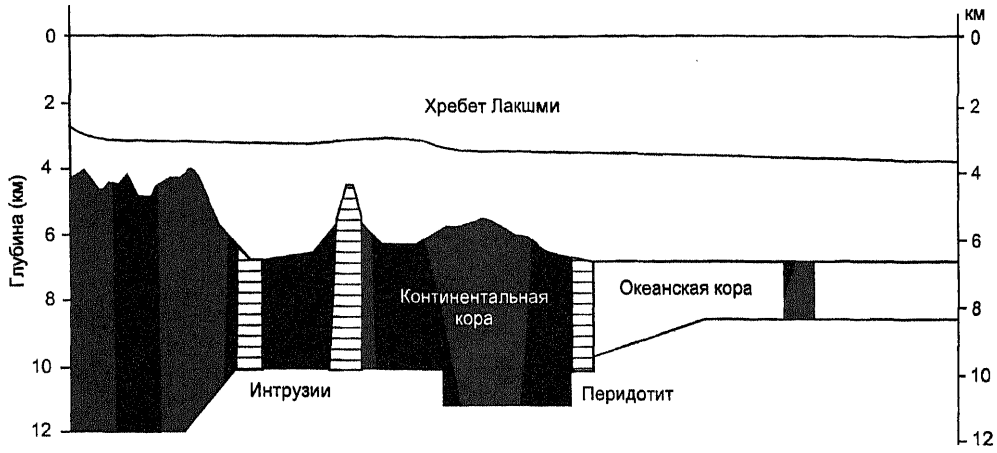


Рис. 14-4. Магнитная модель профиля через хр. Лакшми (по П.Р.Майлсу и др.)

3 км, нарушенными многочисленными сбросами с амплитудой в десятки и сотни метров. Кроме того, наблюдаются зоны взбросо-надвиговых ступенчатых дислокаций (рис.14-6). Верхняя часть чехла, отвечающая плиоцену–квартеру, этими деформациями уже не затронута. Вся эта зона деформаций характеризуется высокой сейсмичностью, также необычной для внутриплитных обстановок, распространяющейся и за ее пределы, и сильно повышенным, хотя и не повсеместно, тепловым потоком. Наиболее правдоподобное объяснение происхождения этой зоны деформаций связывает его с побочным эффектом торможения Индо-Австралийской плиты при ее столкновении с южным краем Евразии в олигоцене–миоцене. При этом, как предполагают Е.В.Вержбицкий и Л.И.Лобковский, происходит проскальзывание коры относительно литосферной мантии, спокойно погружающейся под Индостан и Тибет, вдоль ее серпентинизированного верхнего слоя. В этой модели находят объяснение и повышенные в данной зоне сейсмичность и тепловой поток.

Восточным окончанием Центральной котловины является *Восточно-Индийский хребет* (хребет 90-го градуса в зарубежной литературе). Это уникальная по своему масштабу – 5000 км длиной – структура подобного рода, впрочем имеющая своим аналогом и «визави» описанный выше Мальдивский хребет. В отличие от последнего это целиком подводное поднятие, лежащее на глубине 2–2,5 км, с отдельными вершинами, поднимающимися до 1,0–0,5 км от уровня моря. Ширина хребта ~200 км, превышение над смежными котловинами, к которым он обрывается уступами, до 4 км. Средняя часть хребта с восточной стороны сопровождается желобом глубиной до 6,3 км. Менее глубокий желоб протягивается вдоль западной стороны северной части хребта. На севере он погружается под Бенгальский конус выноса, расщепляя его на две лопасти – большую западную, приуроченную к Бенгальскому заливу, и меньшую восточную, заполняющую северные части котловины Уортон и Зондского желоба.

Восточно-Индийский хребет разделен в продольном направлении сбросо-сдвигами северо-восточного простирания, на юге продолжающими разломы Юго-Восточного Индийского хребта и представляющими, очевидно, более молодые структуры, чем трансформные разломы Центральной котловины.

Параллельность трансформным разломам Центральной котловины и положение на ее краю дали повод полагать, что Восточно-Индийский хребет возник вдоль трансформного разлома на границе Индийской и Австралийской плит, но детальные исследования показали, что эта граница проходит несколько восточнее хребта, вдоль отмеченного выше желоба и разлома на 92° в.д.

Сейсмические исследования и пробуренные в пределах хребта 8 скважин глубоководного бурения показали, что хребет сложен в верхней части толеитовыми базальтами, более всего сходными с базальтами океанских островов, перекрытыми рифогенными известняками. Очевидно, в свое время вершины хребта представляли атоллы, подобные атоллам Мальдивского хребта. Возраст базальтов, вскрытых скважинами, систематически повышается с юга на север от 36 млн лет (поздний эоцен) до 75 млн лет (кампан). Это обстоятельство, наряду с погружением хребта в том же направлении, решающим образом свидетельствует в пользу гипотезы о происхождении хребта в результате движения Индийской плиты к северу над плюмом в ее основании, тем более что отмеченная возрастная последовательность хорошо согласуется со скоростью смещения плиты в 9 см/г. в позднем мелу и раннем палео-

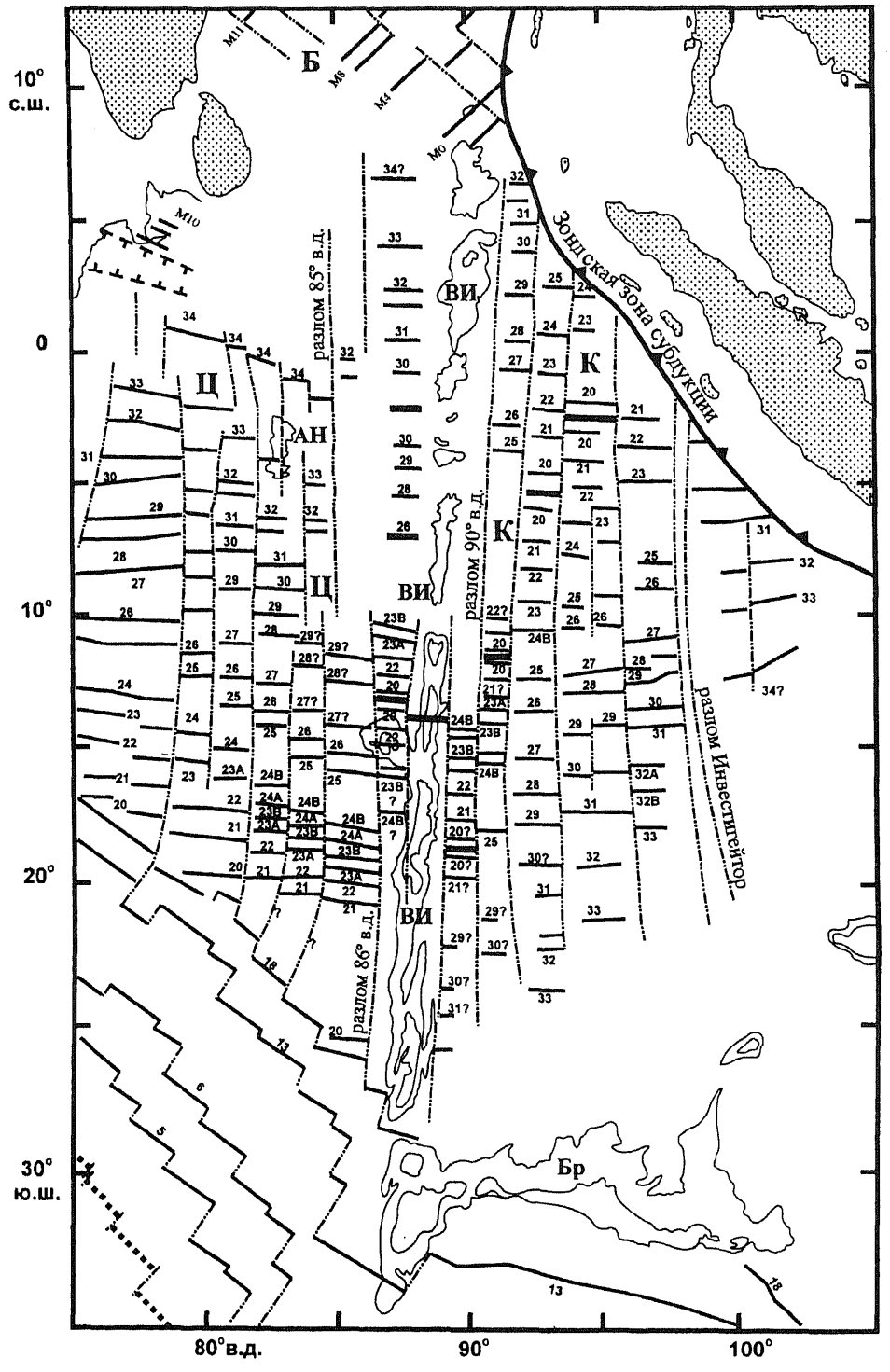


Рис. 14-5. Карта магнитных аномалий Северо-Восточного сегмента Индийского океана (по Е.В.Вержбицкому, упрощено)
К – Кокосовая котловина; Ц – Центральная котловина; Б – Бенгальский залив; ВИ – Восточно-Индийский хребет; АН – гора Афанасия Никитина; Бр – хребет Брокен; изобаты в км

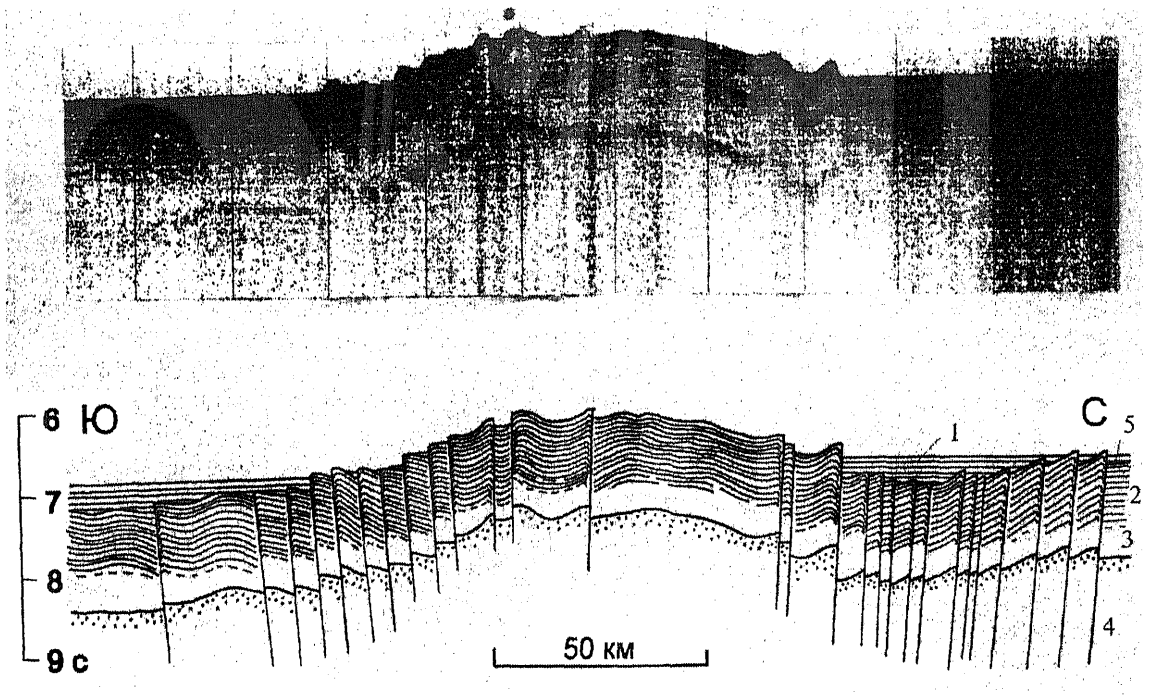


Рис. 14-6. Профиль НСП через зону внутриплитных дислокаций Центрально-Индийской котловины (по В.Е.Вержбицкому)
1 – послескладчатый недеформированный плиоцен-четвертичный комплекс; *2* – деформированный верхнемеловой–верхнемиоценовый комплекс; *3* – фундамент (базальтовый слой коры); *4* – древние, позднемеловые трансформные разломы; *5* – региональное угловое несогласие "А" (7,5–7,0 млн лет)

гене. Крайней северной проекцией этого плюма могут быть траппы Раджмахала в окрестностях Калькутты с возрастом 100–106 млн лет (альб).

Южное окончание Восточно-Индийского хребта вступает в торцовое сочленение с широтно простирающимся Западно-Австралийским поднятием, лежащим уже на границе юго-восточного сегмента океана. А к востоку от Восточно-Индийского хребта мы попадаем в восточный, приавстралийский субсегмент рассматриваемого северо-восточного сегмента, ограниченный на севере Зондским желобом, на юге – Западно-Австралийским поднятием, а на востоке – Австралийским континентом. Непосредственно к востоку от Восточно-Индийского хребта и к югу от окаймляющего Зондский желоб одноименного вала здесь располагается *котловина Уортон*, или *Кокосовая*, северная часть которой занята восточной лопастью Бенгальского конуса выноса, а южная опускается до 5 и более километров. В этой котловине установлена система широтных линейных магнитных аномалий от А33 на юге до А19 на севере. Это омоложение в северном, а не южном, как в Центральной котловине, направлении показывает, что породившая их ось спрединга находилась еще севернее и, очевидно, субдуцировалась под Зондскую островную дугу. Реликт этой оси спрединга, которому отвечает погребенный под осадками хребет, сохранился в северо-западной части котловины. Данная ось спрединга проходит между аномалиями А19 (средний эоцен). Вплоть до этого времени и начиная с раннего мела она разделяла Индийскую и Австралийскую литосферные плиты, которые после ее отмирания слились в одну плиту.

Котловину Уортон и ее систему широтных магнитных аномалий пересекают меридионально ориентированные трансформные разломы; самым крупным из них является разлом Инвестигейтор. Бурением в ложе котловины вскрыты осадки верхнего мела и нижнего палеогена, подстилаемые базальтами.

Котловина Уортон замыкается на юге одноименным валом, который отделяет ее от Западно-Австралийской котловины. Кокосовый вал протягивается на 1200 км на запад от Зондского краевого вала и увенчан Кокосовыми же островами и о-вом Рождества – коралловыми атоллами, в основании которых залегают щелочные базальты миоцен-эоценового возраста.

К югу от Кокосового вала, к востоку от южного окончания Восточно-Индийского хребта и к северу от Западно-Австралийского хребта располагается крупная *Западно-Австралийская котловина* с глубинами более 6 км. На востоке она непосредственно примыка-

ет к подводной окраине Австралии. В северо-западную часть котловины из смежной котловины Уортон продолжается система широтных магнитных аномалий от А28 до А34 (сенон). После некоторого перерыва, очевидно отвечающего среднемеловой эпохе спокойного магнитного поля, в восточной части котловины близ окраины Австралии, появляется система мезозойских аномалий от М4 до М0, имеющих, однако, уже северо-восточное простирание.

К Западно-Австралийской котловине на северо-востоке, между восточным окончанием Зондского желоба и северо-западной окраиной Австралии, примыкает небольшая, но глубокая *Северо-Австралийская котловина*, или *впадина Арго*. Она весьма примечательна тем, что скважиной 261 глубоководного бурения здесь были вскрыты наиболее древние в восточной части Индийского океана осадки позднеюрского возраста. В этой же котловине выявлена система магнитных аномалий востоко-северо-восточного простирания – от М25 у подводной окраины Австралии до М10 или М9 близ Зондского желоба.

Довольно широкая северо-западная и западная континентальная окраина Австралии отличается сложным устройством, о чем можно судить уже по ломаной конфигурации границы континентальной и океанской коры (рис.14-7). Отдельные отрезки этой границы ог-

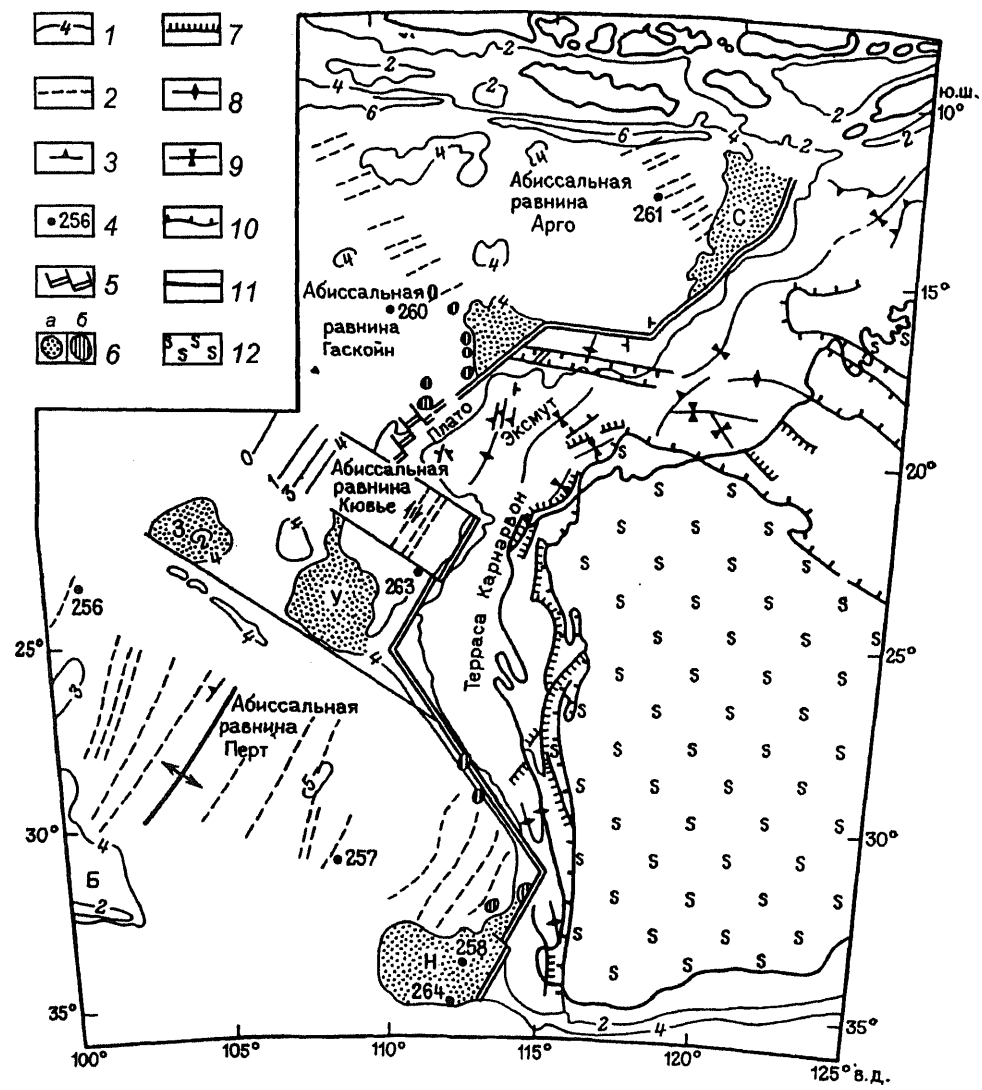


Рис. 14-7. Структура западной окраины Австралии и прилегающего склона (по Дж.Виверсу и Д.Коттрилу)

1 – изобаты в км; *2* – магнитные аномалии; *3* – уступы фундамента; *4* – скважины глубоководного бурения; *5* – граница континент–океан; *6* – "эпилиты" (микроконтиненты – *В.Х.*): *а* – крупные, *б* – мелкие; *7* – сбросы; *8* – антиклинали; *9* – синклинали; *10* – контуры осадочных бассейнов; *11* – береговая линия; *12* – выходы докембрия

раничены разломами – правыми сдвигами, продолжающими трансформные разломы северо-западного простирания океанского ложа восточной части Западно-Австралийской котловины. Выступы континентальной коры разделяют эту часть котловины на отдельные впадины; с севера на юг это впадины Гаскойн, Кювье и Перт, возраст коры в которых омолаживается к югу от келловейского (Гаскойн) до валанжинского (Кювье, Перт). Наиболее широкая часть окраины находится против впадины Гаскойн, где она меняет свое меридиональное простирание на северо-восточное. Здесь к шельфу через узкий грабен примыкает краевое плато Эксмут, лежащее на глубине 1–3 км. Между абиссальными впадинами Кювье и Перт выделяется полоса с поднятиями Зенит и Уоллоби, а на юго-востоке впадины Перт почти вплотную к окраине прилегает плато Натуралист. Все эти и более мелкие поднятия на севере подстилаются, скорее всего, сильно утоненной континентальной корой.

Развитие северо-западной и западной континентальной окраины Австралии началось с образования в позднем палеозое обширного эпиконтинентального бассейна на обращенной к Мезотетису окраине Гондваны. Этот бассейн продолжил свое существование в триасе после некоторого перерыва, заполняясь флювиально-дельтовыми отложениями. В ранней–средней юре наступила фаза рифтинга, вероятно по асимметричной модели, с накоплением дельтовых и морских обломочных осадков, сменившаяся на северо-западе в келловее спредингом. С переходом от рифтинга к спредингу совпадает вспышка вулканизма, наиболее интенсивного против впадины Кювье, где спрединг начался позднее, в валанжине. На северо-западе в раннем неокоме рифтинг возобновился, но в позднем неокоме уже повсеместно началось пострифтовое погружение, сначала с отложением терригенных, а начиная с сантона – карбонатных образований (рис.14-8). В раннем палеогене началась субдукция северной окраины Австралии под Тиморскую дугу, а в миоцене – под Новую Гвинею. Это привело к проявлениям сжатия и к частичной инверсии структур континентальной окраины и складчатым деформациям ее осадочного чехла.

Западно-Австралийская котловина и ее юго-восточный апофиз – Пертская впадина, ограничиваются на юге широтно вытянутым *Западно-Австралийским хребтом*, известным также как *поднятие Брокен*. Это поднятие занимает пограничное положение между рассмотренным сегментом Индийского океана и более молодым Юго-Восточным сегментом, рассматриваемым ниже. На западе поднятие Брокен примыкает к южному окончанию Восточно-Индийского хребта, на востоке оно обрезано поперечным разрывом, на юге ограничено коротким желобом Оби, с которым на востоке под углом сочленяется уходящий на юго-восток

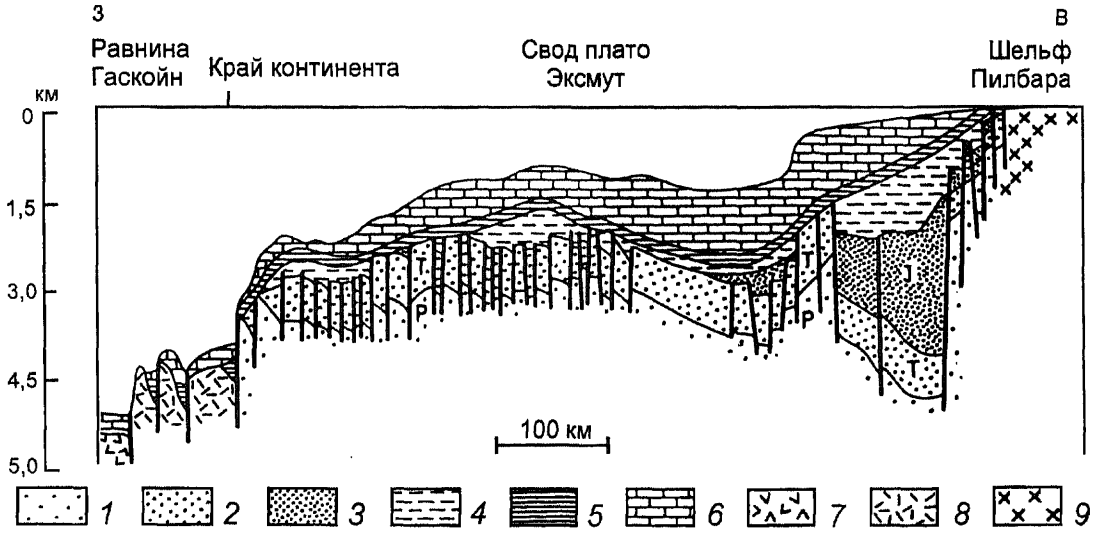


Рис. 14-8. Схематический профиль западной подводной окраины Австралии от шельфа Пилбара через плато Эксмут до абиссальной равнины Гаскойн (по У. фон Штаклельбергу и др.)

1 – пермские морские и паралические песчаники и алевролиты (предрифтовая стадия); *2–3* рифтовая стадия: *2* – триасовые морские аргиллиты, переходящие вверх во флювиально-дельтовые песчаники и алевролиты; *3* – нижне- и среднеюрская угленосная формация; *4* – верхнеюрско-неокомские дельтовые песчаники, алевролиты и аргиллиты (проградация после раскрытия); *5* – среднемеловые мелководноморские аргиллиты (незрелый океан); *7* – океанский фундамент; *8* – фундамент промежуточного типа; *9* – континентальный фундамент

желоб Диамантина. К желобу Оби поднятие Брокен обрывается почти четырехкилометровым уступом, а его северный склон полого спускается в Западно-Австралийскую котловину. Вершинная часть поднятия, имеющего в длину 1300 и в ширину до 500 км, лежит на глубине 2,0–1,5 и менее километров, а мощность коры составляет от 10–12 до 20 км (по разным данным). По материалам бурения и драгирования, на южном склоне поднятия в его основании залегают диабазы, рассматриваемые как измененные породы океанской коры*; они перекрываются верхнемеловыми (сантон и выше) пелагическими карбонатами, на которых несогласно залегают мелководные осадки эоцена–квартера.

14.3. Юго-Восточный (Австрало-Антарктический) сегмент

Это наиболее молодой сегмент океана, сформированный в позднем мелу и кайнозое. Он занимает юго-восточную часть собственно океана и пространство между Австралией и Антарктидой и в основном занят широким срединным хребтом, начинающимся на западе от трансформного разлома Амстердам и заканчивающимся на востоке у трансформного разлома Маккуори. Этот хребет общей протяженностью ~4800 и шириной от 800 на востоке до 1500 км на западе в своей западной части в открытом океане именуется Юго-Восточно-Индийским, а в восточной – *Австрало-Антарктическим*. Он отличается относительно небольшой высотой – глубина над гребнем 3–4 км, лишь местами меньше, и по своей морфологии на западе ближе к Восточно-Тихоокеанскому поднятию, ибо здесь вместо рифтовой долины наблюдается осевое поднятие, а на востоке – к Срединно-Атлантическому хребту, так как осложнен рифтовой долиной; переход между этими двумя типами строения наблюдается между 102° и 114° в.д. Указанные различия не могут быть объяснены, как в других случаях, разной скоростью спрединга, ибо она практически одинакова – 74–76 мм/г. Объяснение усматривается в разной температуре мантии и мощности коры. Хребет неравномерно пересечен трансформными разломами: их сгущение наблюдается на двух участках: 120–125° в.д. – так называемое Австрало-Антарктическое несогласие, и особенно 140–150° в.д., где по нескольким крупным трансформам происходит очень значительное смещение оси спрединга к югу. Что касается «Австрало-Антарктического несогласия», то его участок характеризуется кроме сгущения трансформных разломов аномально большой глубиной (>4 км), проявлением многочисленных эпизодов асимметричного спрединга, петрохимическими особенностями базальтов, указывающими на низкую степень плавления исходной мантии, повышенными скоростями поперечных волн в верхней мантии, относительно тонкой корой, пониженными значениями силы тяжести. Все это указывает на пониженные температуры верхней мантии и напоминает картину, наблюдаемую в Экваториальной Атлантике.

Юго-Восточно-Индийский хребет возник позднее Австрало-Антарктического, о чем свидетельствует тот факт, что самой древней магнитной аномалией на его периферии является аномалия А19, отвечающая среднему эоцену. Лишь с образованием этого хребта, вероятно на месте трансформного разлома, завершилось оформление современной «вилки» спрединговых хребтов Индийского океана. В средней части рассматриваемого хребта на пересечении с крупной зоной трансформных разломов расположено вулканическое плато, увенчанное о-вами Сент Поль и Амстердам. Оно рассматривается, подобно аналогичным образованиям Атлантики, как приуроченное к мантийному плюму.

Австрало-Антарктический хребет, контуры которого примерно совпадают с магнитной аномалией А5 (10 млн лет), с обеих сторон сопровождается глубоководными котловинами. На севере параллельно побережью Австралии простирается *Южно-Австралийская котловина* глубиной до 5,6–5,8 км, замыкающаяся на востоке континентальным выступом о-ва Тасмания и его южного продолжения. Мощность осадков, выстилающих дно котловины, резко возрастает на переходе к континентальной окраине, в восточной части которой вырисовывается бассейн Отвей. Рифтовая стадия развития Южно-Австралийской окраины охватывает ранний мел, предполагается, что рифтинг протекал по асимметричному типу. Грабены и полуграбены заполнялись флювиально-озерными обломочными и вулканогенно-обломочными осадками. Переход от рифтинга к спредингу произошел ~96 млн лет т.н.; соответственно во впадине присутствует полная серия аномалий, начиная с А34.

К югу от срединного хребта простирается *Австрало-Антарктическая котловина*, менее глубокая, чем предыдущая, с мощностью осадков, возрастающей к окраине Антарктиды, естественно, хуже изученная, чем Австралийская. На западе эта котловина ограничивается хребтом или *плато Кергелен*. Последнее, расположенное к югу от Юго-Восточно-Индийского хребта, вытянуто в северо-западном направлении на 2000 км при ширине около 650 км и глубине < 2 км. Над плато возвышаются два острова – Кергелен и Херд. От окраины Антарктиды оно отделено проходом глубиной ~4 км. Плато Кергелен представляет одно из крупней-

* Существует, однако, мнение о континентальной природе этого поднятия.

ших внутриплитных поднятий не только Индийского океана. Оно имеет сложное блоковое и гетерогенное строение. Мощность коры оценивается в 20–25 км, из которых до 17 км приходится на 3-й слой. Особенности сейсмической характеристики заставляют подозревать, что южная часть плато могла образоваться на континентальном основании. Однако большая часть плато подстилается океанской корой, вскрытой бурением и датируемой в 120–100 млн лет (апт–альб). Осадочный чехол залегает местами со значительным перерывом на базальтовом основании и включает отложения верхнего мела и эоцена. В одной из скважин были пройдены базальты с возрастом 85 млн лет (сенон). Остров Кергелен с окружающими мелкими островами представляет сложное вулкано-плутоническое сооружение, формировавшееся многофазно в неогене, в интервале от 25–20 до 5 млн лет т.н. Оно сложено породами щелочно-базальтовой формации, вмещающими и перекрывающими кольцевой сиенито-гранитовый плутон с возрастом 15–8 млн лет. На о-ве Херд на нижнеэоценовых известняках залегают миоценовые вулканиты, а выше плиоценово-четвертичные щелочные базальты, трахиты и трахиандезиты.

Считается, что поднятие Кергелен образовалось над мантийным плюмом и первоначально, до середины эоцена, до начала спрединга Юго-Восточно-Индийского хребта представляло единое целое с поднятием Брокен и южной частью Восточно-Индийского хребта, а затем расщепилось, о чем могут свидетельствовать крутые обрывистые склоны – южный – поднятия Брокен и северо-восточный – плато Кергелен.

14.4. Юго-Западный (Африкано-Антарктический) сегмент

Данный сегмент лежит между Африкой и Мадагаскаром на северо-западе и Антарктидой (Земля Королевы Мод) на юго-востоке. Его стержневой структурой является спрединговый хребет, соединяющий две точки тройного сочленения – о-в Буве на юго-западе и о-в Родригес на северо-востоке, где он сочленяется, соответственно, с хребтами – Срединно-Атлантическим, Центрально-Индийским и Юго-Восточно-Индийским. Этот хребет к западу от крупного меридионального трансформного разлома Принс-Эдвард, названного по одноименному острову, носит название *Африкано-Антарктического* и имеет близширотное простирание, а к востоку от этого разлома – *Юго-Западно-* или просто *Западно-Индийского*, в общем простирающегося к северо-востоку благодаря смещению сохраняющей субширотную ориентировку оси спрединга многочисленными трансформными разломами северо-восточного направления. В целом этот срединный хребет имеет в длину ~6000 км, ширина его убывает с запада на восток от 650 до всего 320 км при высоте над смежными котловинами в 3–4 км и отдельными вершинами на глубине < 2–1 км и глубине рифтовых ущелий 4–4,5 км на юго-западе и 5–5,5 км на северо-востоке. Хребет относится к разряду ультрамедленно-спрединговых, поскольку скорость спрединга здесь составляет 13,6 мм/г. Этому отвечает и пониженная, 4–5 км, мощность коры и высокая нарушенность хребта трансформными разломами.

Тройное сочленение Родригес, где только что описанный хребет сочленяется с двумя другими индоокеанскими хребтами, имеет довольно специфический характер. Дело в том, что оси спрединга Центрально-Индийского и Юго-Восточно-Индийского хребта фактически, с очень небольшим смещением, продолжают одна другую, образуя вместе систему, аналогичную системе Срединно-Атлантического хребта, а ось спрединга Юго-Западного хребта подходит к ней под почти прямым углом и, продвигаясь на востоко-северо-восток, оттесняет эту ось в том же направлении. Сложная эволюция тройного сочленения Родригес послужила предметом специальных исследований.

Район к северо-западу от Африкано-Антарктического хребта уже частично был рассмотрен в разделе 12.6. Там указывалось, что юго-восточное окончание Африканского континента подрезано Фолклендско-Агульясским трансформным разломом, что к югу от него находится небольшой микроконтинент – плато Агульяс. От срединного хребта его отделяет так же небольшая одноименная котловина. Пересекающий ее крупный трансформный разлом Дю Тойта лежит на продолжении разлома Дэви, пересекающего Мозамбикский пролив, а далее к югу эта система ограничивает с востока Мозамбикский отрог Африканского континента и отделяется от одноименной котловины, вклинивающейся между ним и аналогичным отрогом Мадагаскара. Аномалии серии «М» этой котловины как бы наращивают к северу аномалии серии «А» Африкано-Антарктического хребта. Совершенно иная картина наблюдается далее к востоку, где система аномалий срединного хребта вплоть до А28 резко несогласно срезает систему аномалий Маскаренской (Мадагаскарской) котловины А20–А29, простирающуюся в северо-западном направлении, и то же наблюдается в отношении аномалий котловины Крозе на юго-востоке (рис.14-9).

Обширное водное пространство между Африкано-Антарктическим и Американо-Антарктическим хребтами, с одной стороны, и побережьем Антарктиды, с другой, составляет западную половину Южного океана. Основное место здесь занимает обширная *Африкано-Антарктическая котловина*, ограниченная на во-

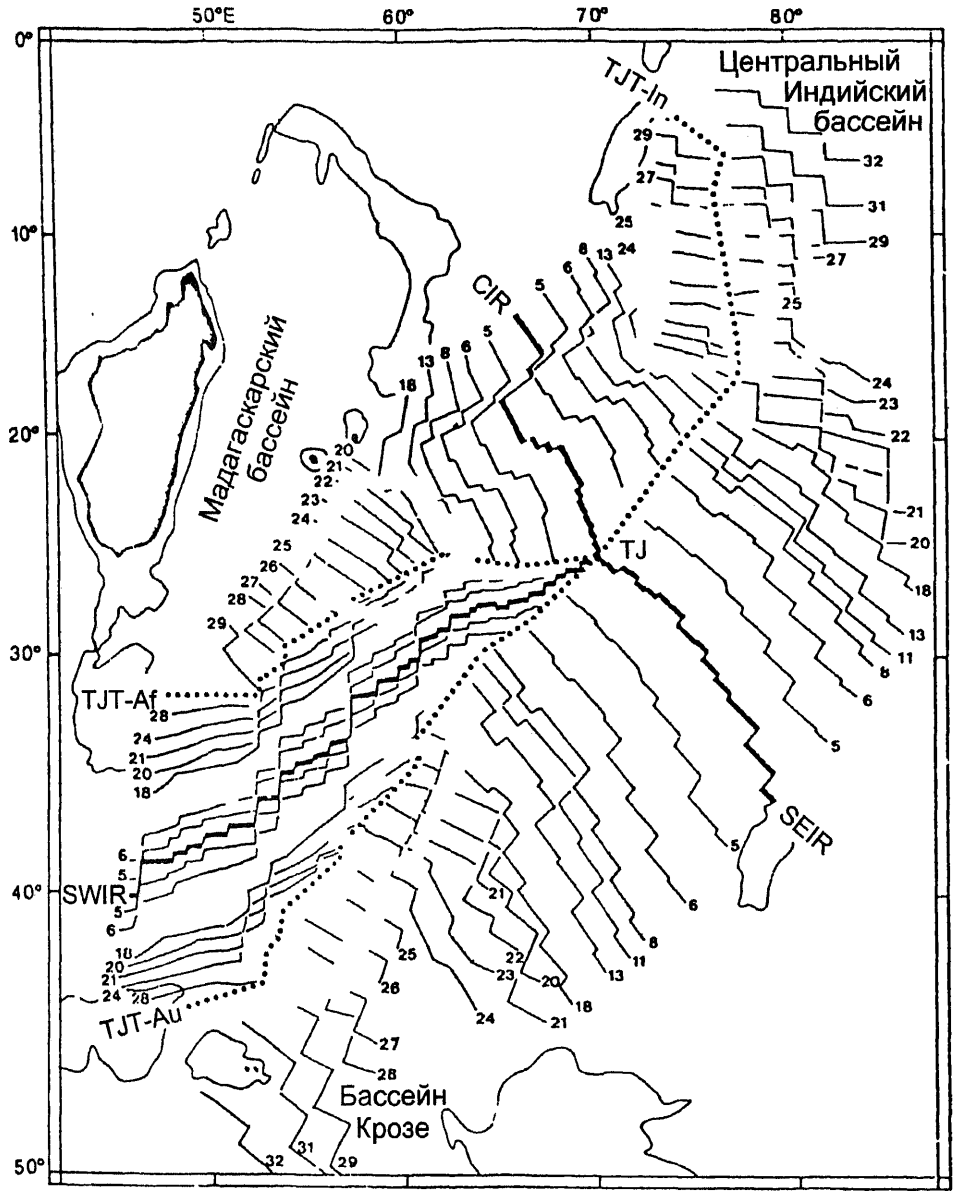


Рис. 14-9. Тектоническая карта центральной части Индийского океана (по Дж.Дименту)

Тонкие линии – изобаты 2500 м или изохроны спрединга с номерами аномалий; жирные линии – активные оси спрединга; CIR – Центрально-Индийский хребет; SEIR – Юго-Восточно-Индийский хребет; SWIR – Юго-Западно-Индийский хребет; точечный пунктир – следы тройного сочленения на Индийской (In), Африканской (Af), Австралийской (Au) плитах

стоке поднятием Кергелен, а на юго-западе находящая свое замыкание в море Уэдделла, вдающемся в материк Антарктиды между Антарктическим полуостровом и Восточной Антарктидой. Дно котловины лежит на глубине 4,7–5,3 км, но отдельные депрессии, вероятно связанные с разломами, глубже 6,8 км. В западной части котловины установлены линейные магнитные аномалии А22–А34, простирающиеся в западо-северо-западном направлении, т.е. почти под прямым углом к аномалиям, связанным с Африкано-Антарктическим хребтом, и под меньшим углом к аномалиям Юго-Восточно-Индийского хребта. В *море Уэдделла* появляются аномалии М0–М29, указывающие на начало формирования его океанской коры уже в средней юре, т.е. в самом начале распада Гондваны.

Севернее восточной части Африкано-Антарктической котловины, между ней и Юго-Западно-Индийским хребтом расположено *поднятие Конрада* с верши-

нами Обь и Лена на глубине ~250 м, а севернее – *плато Крозе* на глубине ~1,5 км с группой вулканических о-вов Марион, Принс-Эдвард, Крозе, сложенных четвертичными базальтами и плутонами сиенитов и монцонитов и обычно рассматриваемых как проекция мантийного плюма. Плато Крозе могло первоначально представлять единую структуру с Мадагаскарским хребтом, расчлененную в палеоцене спредингом Юго-Восточно-Индийского хребта. Северо-восточнее, в углу, образованном Юго-Западно- и Юго-Восточно-Индийскими хребтами, находится небольшая и не очень глубокая (5,6 км) *котловина Крозе*. Развитая здесь система магнитных аномалий А34–А22 свидетельствует о позднемеловом–раннепалеогеновом возрасте ее коры.

14.5. Основные этапы развития и особенности структуры

В истории Индийского океана принято различать три главных этапа. Первый из них начался в конце средней юры, ~160 млн лет т.н., и продолжался до середины мела. В отличие от Атлантики, заложение Индийского океана произошло целиком в пределах Гондваны, которая в позднем палеозое и раннем мезозое граничила на севере с океаном Тетис. Началу спрединга в Индийском океане предшествовало образование в это же время мощной континентальной рифтовой системы, фрагменты которой сохранились в Восточной Африке, на западной окраине Мадагаскара и Индии, а также северо-западной и западной окраине Австралии. Вдоль восточноафриканской ветви этой системы морские трансгрессии проникали далеко на юг начиная со средней перми, то же имело место на северо-западной и западной окраинах Индостана. Непосредственно перед переходом от рифтинга к спредингу, в ранней и средней юре на обширном пространстве периферии южной половины будущего океана широко проявился траповый магматизм – в Патагонии, Южной Африке, Восточной Антарктиде, Тасмании и даже Новой Зеландии.

Океанская кора, возникшая на этом *первом этапе* развития Индийского океана (рис.14-10, 14-11), начавшемся 160 млн лет т.н., сохранилась в его периферических частях – в Сомалийско-Мозамбикском бассейне, в море Уэдделла, на севере Центральной котловины – к юго-западу от Шри Ланки, в Бенгальском заливе и к северо-западу и западу от Австралии. Эти данные указывают на отделение Восточной Гондваны в составе Индии с Шри Ланкой, Мадагаскара с Сейшеллами, Антарктиды и Австралии от Африки и Аравии. Мадагаскар сместился относительно Африки первоначально к югу вдоль разломов Дэви и Принс-Эдвард. Началось и отделение севера «Большой Индии», включавшей Гималаи, от Австралии, но южная Индия оставалась солидарной с Антарктидой и Австралией. Сохранившаяся ось спрединга в первом районе, на западе, простирается широтно, а во втором, на востоке, близ Австралии, скорее меридионально. Можно предполагать, что через трансформные разломы они были связаны с осью спрединга Неотетиса, протягивавшейся севернее Индии и Австралии (к которой, по некоторым представлениям, примыкал Кабульский блок). На второй стадии данного этапа произошло полное отделение Индии от Австралии–Антарктиды за счет продвижения оси спрединга из впадин Арго и Гаскойн к югу, во впадины Кювье и Перт. Но Мадагаскар, Сейшеллы и Шри Ланка оставались с ней связанными. К этой стадии, отвечавшей неокому, относится и раскрытие Бенгальского залива, которому предшествовал траповый магматизм Раджмахала. Спрединг в Неотетисе, между Тибетом и Индией, прекратился в конце данного этапа.

Второй этап развития Индийского океана охватывает *поздний мел* и *ранний палеоген* до среднего эоцена (~43 млн лет) включительно. Точное время перестройки, реорганизации плит, знаменующей переход от первого этапа ко второму, определить затруднительно, так как оно приходится на апт-туронский период спокойного магнитного поля; условно можно относить его к середине мела, ~100 млн лет т.н. Главным событием этого этапа явилось отделение Индии от Антарктиды и ее быстрый дрейф к северу со скоростью до 13 см/г., закончившийся в конце этапа столкновением Индии с Евразией. К этому времени прекратился спрединг в котловине Уортон и Индийская плита сомкнулась с Австралийской, образовав единую Индо-Австралийскую литосферную плиту.

В данном этапе, как и предыдущем, целесообразно выделить две стадии – позднемеловую и раннепалеогеновую. В течение первой из них произошло отделение Сейшелл и Индии от Мадагаскара, начавшееся ~87 млн лет т.н. с мощных базальтовых излияний вдоль восточного края Мадагаскара, которому, как плагают, способствовало прохождение над плюмом, ныне находящимся в районе о-ва Марион на плато Крозе (см. выше). Серия магнитных аномалий от А34 до А29 документирует раскрытие котловин Маскаренско-Мадагаскарской и Крозе, причем ось спрединга между Мадагаскаром и Сейшеллами – Индией имела северо-западную ориентировку. С началом данного этапа совпало также отделение Австралии от Антарктиды с образованием Австрало-Антарктического спредингового хребта, а с его концом – окончание формирования Восточно-Индийского хребта и поднятия Брокен – Кергелен, вскоре нарушенного возникновением Юго-

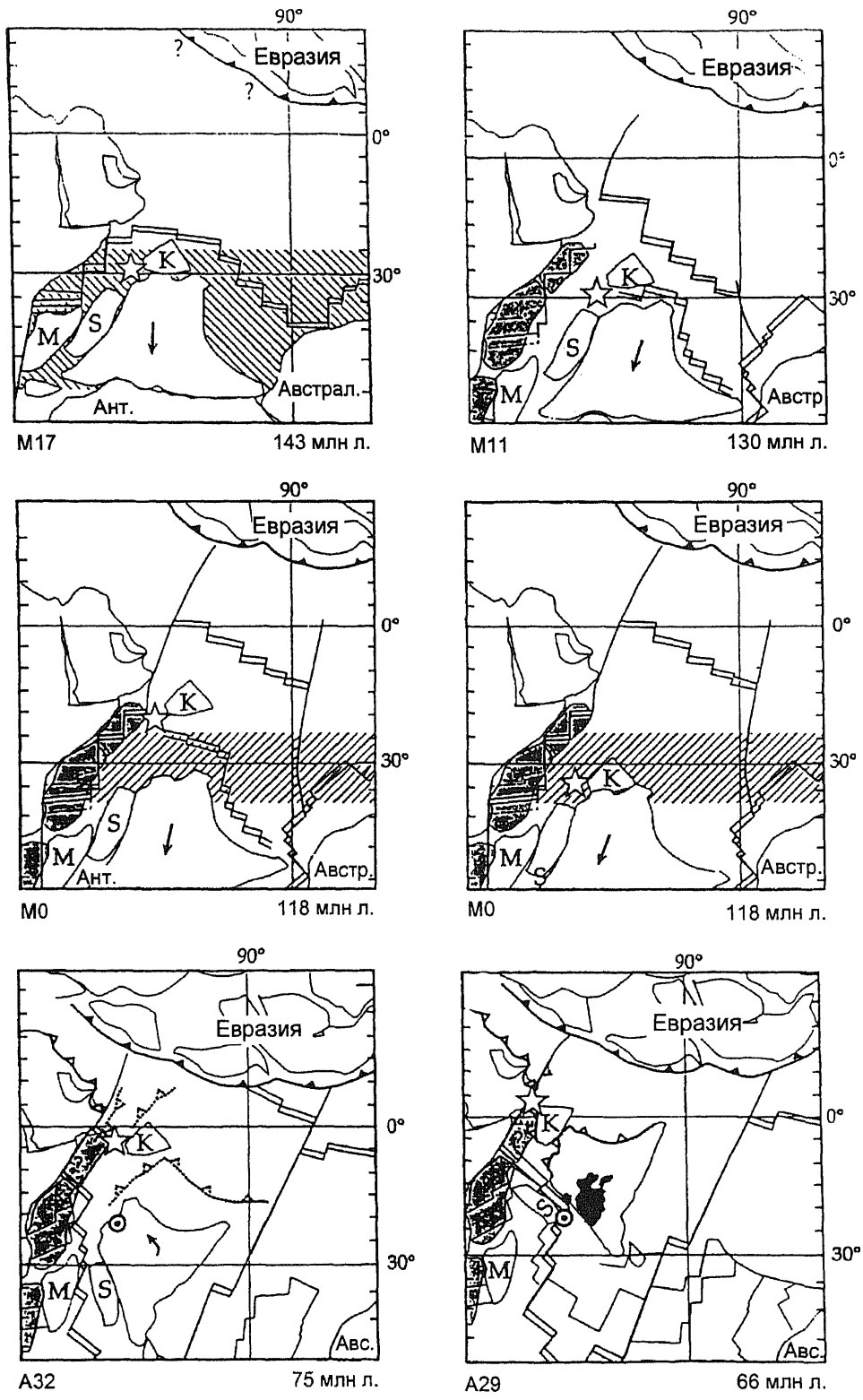


Рис. 14-10. Плитно-тектонические реконструкции Западного Индийского океана между 143 и 66 млн лет т.н. (по Е.Гносу)
Звездочка – о. Масира, точка – горячая точка Реюньон;
S – Сейшеллы; М – Мадагаскар; К – Кабульский блок; Ант – Антарктида

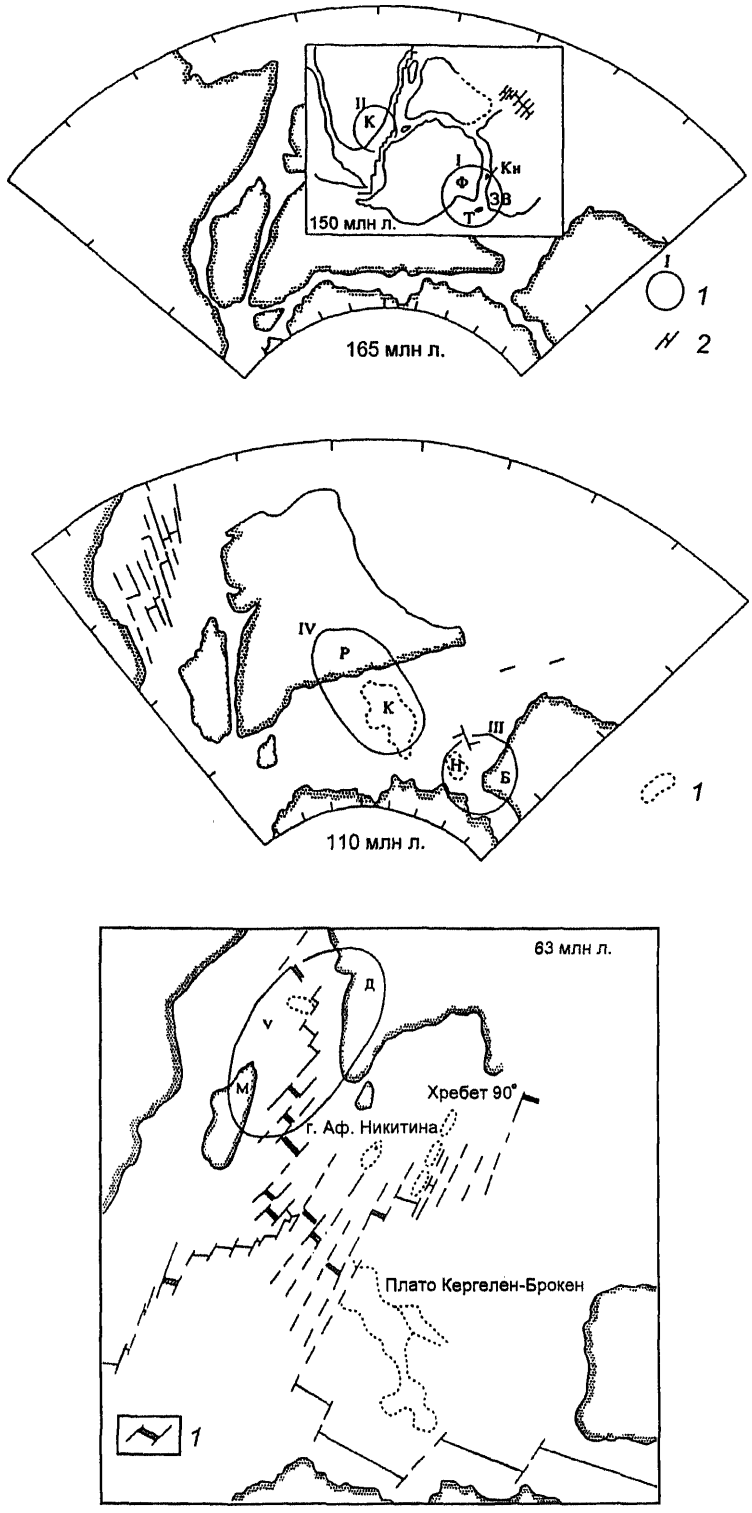


Рис. 14-11. Палеогеодинамические реконструкции Индийского океана (по Г.Л.Кашинцеву и А.А.Шрейдеру)

На верхнем рисунке: *1* – магматические провинции, *2* – палеорифты и трансформные разломы; магматические провинции: I – Австрало-Антарктическая (магматические комплексы: Ф – траппы Феррар, ЗВ – Западной Виктории; Т – Тасмании; Кн – о. Кенгуру), II – Африкано-Антарктическая (К – траппы Карру). *На среднем рисунке*: *1* – тектоно-вулканические поднятия; магматические провинции: III – Западно-Австралийская (Б – Банбери, Н – Натуралист), IV – Центральная (Р – Раджмахал, К – Кергелен). *На нижнем рисунке*: *1* – палеооси спрединга; магматические провинции: V – Западно-Индийская (Д – траппы Декана, М – базальты Мадагаскара)

Восточно-Индийского спрединговой хребта. Начало второй стадии совпадает с границей мел/палеоген, т.е. ~65 млн лет т.н. Она ознаменовалась отделением Индии от Сейшелл (с Маскаренским плато?), затуханием спрединга в Маскаренско-Мадагаскарской котловине, образованием Восточно-Сомалийской и Аравийской котловин, в которых закартированы аномалии А29–А19. Ось спрединга имела западо-северо-западную ориентировку. Этому непосредственно предшествовал трапповый магматизм Декана и Сейшелл, связанный, как полагают, с активностью плюма, ныне приуроченного к о-ву Реюньон.

Третий этап развития Индийского океана, начавшийся в *позднем эоцене*, это прежде всего этап формирования современной системы спрединговых хребтов, сочленяющихся близ о-ва Родригес. Основным стержнем этой системы является цепь хребтов, протягивающаяся в юго-восточном направлении от Аравийско-Индийского хребта к Юго-Восточно-Индийскому хребту, а затем в широтном направлении через Австрало-Антарктический хребет. Первоначально эта конфигурация зародилась уже на мел-палеогеновой границе, но тогда еще не хватало в полном объеме ее юго-восточного звена, которое образовалось в результате миграции оси спрединга Австрало-Антарктического хребта к северо-западу. Это было продолжение процесса мантийного течения со стороны Тихого океана, ранее создавшего Австрало-Антарктический хребет и Тасманово море и проявляющегося до настоящего времени в районе «Австрало-Антарктического несогласия».

На первой стадии данного этапа, до среднего миоцена, еще сохранялась свободная связь Индийского океана с Тихим через широтный пролив к северу от Австралии и Новой Гвинеи. Этот пролив находился в пределах Индо-Австралийской плиты, а его кора подвергалась субдукции к северу под Индонезийский архипелаг, принадлежавший Евразийской плите. В позднем миоцене – плиоцене субдукция в районе о-ва Тимор сменилась коллизией Зондской дуги непосредственно с подводной окраиной Австралийского материка. На этой стадии ось спрединга на северо-западе обрывалась у разлома Оуэн, который тогда проходил почти вплотную к побережью Аравии. Но в среднем миоцене началось раскрытие котловины Оуэн, а в позднем миоцене, около 10 млн лет т.н., Аденского залива и Красного моря, с отделением Аравии от Африки вдоль трансформного разлома Мертвого моря.

Так закончилось становление современной структуры Индийского океана, раскрытие которого как бы компенсировало закрытие противоположного сегмента Тетиса.

Литература

Вержбицкий Е.В. Геотермический режим и генезис Восточно-Индийского и Мальдивского хребтов // Океанология, 1998, т.38, №2, с.270-279

Вержбицкий Е.В., Лобковский Л.И. Аномальный геотермический режим Центральной и Аравийской котловин Индийского океана // Физика Земли, 1993, №11, с.16-26

Вержбицкий Е.В., Шрейдер А.А. Скорость спрединга дна Красноморско-Аденского региона по геомагнитным и геотермическим данным // Океанология, 1994, т.34, №4, с.614-616

Литосфера Индийского океана по геофизическим данным. А.В.Чекунов, Ю.В.Непрочнов – ред. Киев: Наукова думка, 1990, 158 с.

Пущаровский Ю.М. Тектоника Индийского океана // Геотектоника, 1995, №4, с.73-91

Удинцев Г.Б. Региональная геоморфология дна океанов. Индийский океан. М.: Наука, 1989, 112 с.

Шрейдер А.А. Палеоокеанологическое изучение аномального геомагнитного поля Индийского океана. Автореф. дис. д-ра г.-м. наук. Ин-т океанологии АН СССР, 1989, 44 с.

Besse J., Courtillot V. Paleogeographic maps of the continents bordering the Indian Ocean since the Early Jurassic // J. Geophys. Res, 1988, v.13, №B10, p.11791-11808

Boote D.R.D., Kirk R.B. Depositional wedge cycles at evolving plate margin, Western and Northwestern Australia // Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 1989, v.73, №2, p.216-243

Charvis Ph., Recq M., Operto S., Brefort D. Deep structure of the Northern Kerguelen Plateau and hot-spot related activity // Geophys. J. Int., 1995, v.122, p.899-924

Chaubey A.K., Bhatacharya G.C., Murty G.P.S. et al. Early Teriary seafloor spreading magnetic anomalies and paleopropagators in the northern Arabian Sea // Earth Planet. Sci. Lett., 1998, v.154, p.41-52

Dyment J. Evolution of the Indian Ocean triple junction between 65 and 49 Ma (Anomalies 28 to 21) // J. Geophys. Res., 1993, v.98, №B8, p.13863-13877

Gnos E., Immenlauser A., Petess Tj. Late Cretaceous / early Tertiary convergence between the Indian and the Arabian plates recorded in ophiolites and related sediments // Tectonophys., 1997, v.271, p.1-19

Miles P.R., Munschy M., Segoufin J. Structure and early evolution of the Arabian Sea and East Somali Basin // Geophys. J. Int., 1998, v.134, p.876-888

Operto S., Charvis Ph. Kerguelen Plateau: volcanic passive margin? // Geology., 1995, v.23, №2, p.137-140

Parson L.M. The tectonic evolution of the Indian Ocean triple junction, Anomaly 6 to Present // J. Geophys. Res., 1993, v.98, №B2, p.1793-1812

Shar A.K., Sempere J.C. Morphology of the transition from an axial high to a rift valley at the Southeastern Indian

Ridge and the relation to the variation in mantle temperature // J. Geophys. Res., 1998, v.103, №B3, p.5203-5223

Storey M., Mahoney J.J., Saunders A.D. et al. Timing of hot-spot-related volcanism and the breakup of Madagascar and India // Science., 1995, v.267, p.852-855

Veevers J.J., Powell C.McA., Roots S.R. Review of seafloor spreading around Australia. I Synthesis of the pattern of spreading // Austr. J. Earth Sci., 1991, v.38, p.373-389

Глава 15

ТИХИЙ ОКЕАН

Тихий океан (рис.15-1) – самый обширный океан нашей планеты, занимающий ~ 30% ее поверхности. Его площадь составляет ~150 млн км^2, а вместе с окраинными морями 178 млн км^2; он вмещает половину объема водной оболочки Земли. Тихий океан сходен с Атлантикой по господству в его современной структуре одного главного спредингового хребта, с Индийским океаном – по неоднократной перестройке плана спрединга, с Арктическим океаном – по эксцентричному положению оси спрединга. С Атлантикой и Индийским океаном Тихий сходен также по возрасту своей коры, но отличается от всех остальных океанов явной унаследованностью своего положения (не коры!) от доюрского времени.

Разделение Тихого океана для удобства описания на сегменты по примеру других океанов представляется довольно затруднительным и может быть произведено лишь в достаточно условной форме. Придется ограничиться, несмотря на большую площадь океана, выделением всего трех сегментов – Северо-Западного, Северо-Восточного и Южного, начав изложение с последнего, поскольку он непосредственно граничит с Юго-Восточным сегментом Индийского океана (восточной частью Южного океана).

15.1. Южный сегмент

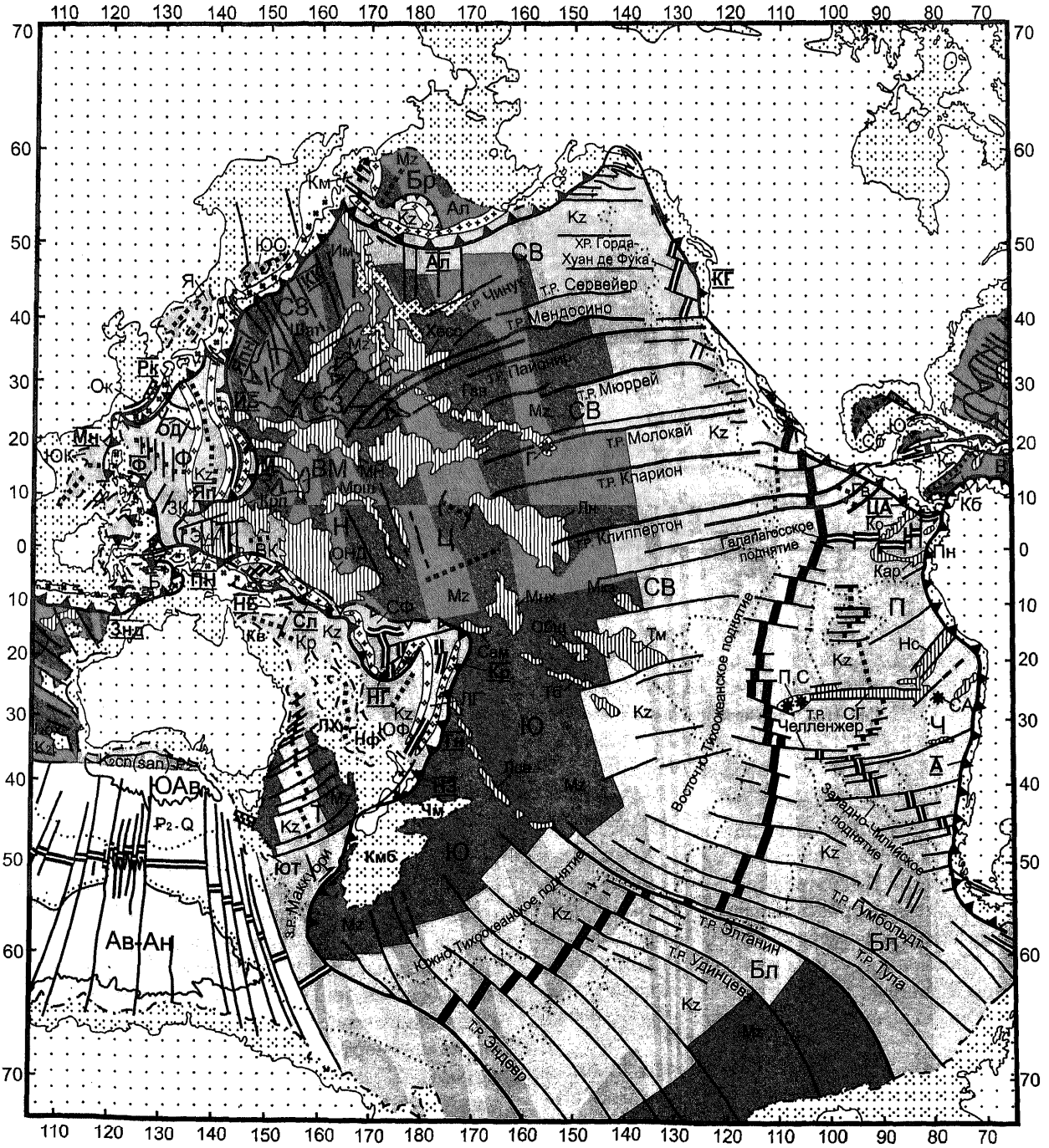
К этому сегменту может быть отнесена южная часть океана, лежащая к югу от широтной полосы, следующей от о-вов Самоа у северо-восточного выступа Меланезии, через о-ва Общества, Туамоту, вдоль разлома о-ва Пасхи и о-вов Сан-Фелис и Сан-Амброзио к побережью Чили у г. Антофагаста. Таким образом, данный сегмент занимает пространство к востоку от дуги Тонга–Кермадек и Новой Зеландии, к северу от побережья Антарктиды и к западу от южной части побережья Южной Америки. Спрединговый хребет в пределах сегмента делится на два крупных отрезка: Южно-Тихоокеанское и Восточно-Тихоокеанское поднятия; последнее находит свое продолжение в Северо-

Рис. 15-1. Тектоническая схема Тихого океана

Условные обозначения см. на рис.12-1. *34, 35* – разновозрастные сегменты: *34* – мезозойский, *35* – кайнозойский; *глубоководные котловины и другие крупные акватории*: Бл – Беллинсгаузена, Ч – Чилийская, П – Перуанская, СВ – Северо-Восточная, Бр – Берингово море, СЗ – Северо-Западная, Ф – Филиппинское море, ВМ – Восточно-Марианская, Н – Науру, Ц – Центральная, Т – Тасманово море, Ю – Южная, Ав-Ан – Австрало-Антарктическая, ЮАв – Южно-Австралийская; *второстепенные котловины и акватории*: Пн, - Панамская, Гв – Гватемальская, Ал – Алеутская, Км – Командорская, ЮОх – Южно-Охотский бассейн, Я – Японское море, Ок – трог Окинава, ЮК – Южно-Китайское море, Б – море Банда, ЗК – Западно-Каролинская, ВК – Восточно-Каролинская, Кр – Кораллово море, СФ – Северо-Фиджийская, ЮФ – Южно-Фиджийская, ЛГ – трог Лау-Гавр; *микроконтиненты и краевые плато*: Кв – Квинслендское, ЮТ – Южно-Тасманово, ЛХ – Лорд-Хау, Н – Норфолк, Км – Кэмпбелл, Ч – Четем, ОД – Дайто, Оки-Дайто; *области проявления современного внутриплитного магматизма*: Г – Гавайи, П – о. Пасхи, С – о. Сала-и-Гомес, СА – Сан-Амбросио; *внутриплитные поднятия океанической коры*: СГ – хр. Сала-и-Гомес, Нс – Наска, Кар – Карнеги, Ко – Кокос, Хесс – Хесса, Шат – Шатского, Гав – Гавайский хр., Им – Императорский хр., МН – Маркус-Неккер (Мид-Пацифик), Крл – Каролинское поднятие, Эу – Эаурипик, ОД – Онтонг-Джава, Мрш – Маршалловых о-вов, Лн – Лайн, Мнх – Манихики, Сам – Самоа, Мкз – Маркизских о-вов, Общ – Общества, Тм – Туамоту, Тб – Тубуаи, Лсв – Луисвилл; *зоны субдукции* (подчеркнуты сверху и снизу): А – Андийская, ЦА – Центрально-Американская, КГ – Каскадных Гор, Ал – Алеутская, КК – Курило-Камчатская, Япн – Японская, ИБ – Идзу-Бонинская, М – Марианская, Я – Яп, Рк – Рюкю, МН – Манильская, Ф – Филиппинская, Знд – Зондская, ПН – Папуа-Новогвинейская, НБ – Новобританская, Сл – Соломонова, НГ – Новогебридская, Кр – Кермадек, Тн – Тонга, НЗ – Новозеландская

Восточном сегменте. Разделом между ними служит зона трансформных разломов Элтанин – одна из крупнейших в Мировом океане. Оба хребта именуются обычно не хребтами, а поднятиями в силу их общей морфологии – они выражены в рельефе в виде широких и пологих вздутий, лишенных осевых рифтовых долин.

Южно-Тихоокеанское поднятие (рис.15-2) простирается в близширотном направлении от разлома Маккуори на западе, служащего границей Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит, до зоны разломов Элтанин на востоке, достигая в длину ~6000 км и имея ширину от 800 до 1200 км. Вершины поднятия лежат



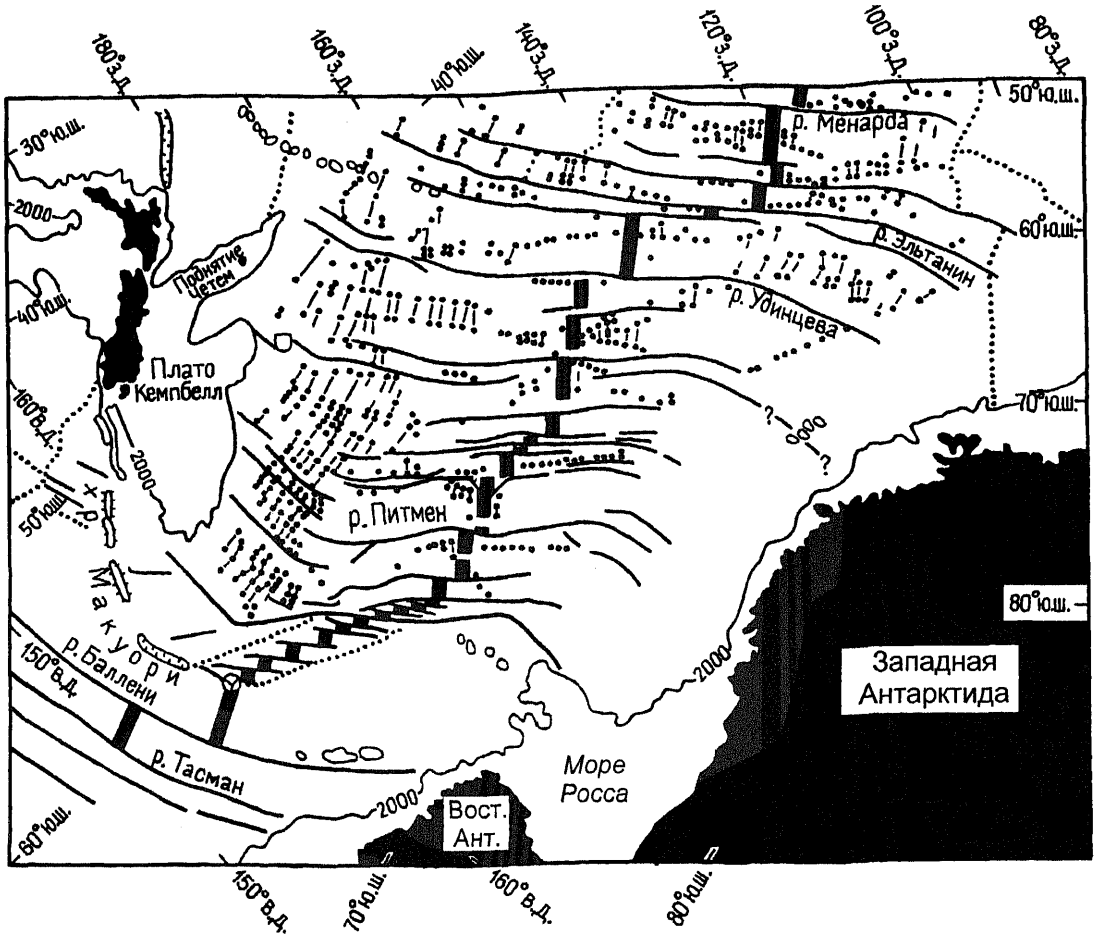


Рис. 15-2. Тектоническая карта Тихоокеанско-Антарктического хребта (по У.Питмену и др.)

на глубине ~2,5 км. Рифтовая долина отсутствует на большей части протяжения поднятия, но намечается в его средней части. Поднятие пересечено серией трансформных разломов, простирающихся почти меридионально на западе и в северо-западном направлении на востоке. Наиболее крупным из этих разломов является разлом Удинцева на востоке, тяготеющий к зоне Элтанин, со смещением оси спрединга порядка 400 км к востоку.

Зона разломов Элтанин, разделяющая Южно- и Восточно-Тихоокеанские поднятия, простираясь в западно-северо-западном направлении, достигает на западе окраины океана в районе дуги Тонга–Кермадек, где она разделяет ее северное (Тонга) и южное (Кермадек) звенья, а на востоке – моря Беллинсгаузена у побережья Антарктиды. Ширина зоны около 400 км; она включает ряд разломов и характеризуется весьма расчлененным рельефом с отдельными ущельями глубиной до 5,8 км и перепадом глубин более 6 км. Неудивительно, что в таких условиях в стенках разломов обнажается весь или почти весь разрез океанской коры. Примечательно, что в борту одного из основных разломов данной зоны – разлома Хейзена, обнаружено надвигание океанской коры с перидотитами в основании на метаморфизованные базальты второго слоя той же коры.

Общее правостороннее смещение оси спрединга вдоль зоны Элтанин достигает 1100 км. Эта зона, по существу, делит рассматриваемый сегмент Тихого океана на два субсегмента – северный и южный.

Восточно-Тихоокеанское поднятие, начинающееся к северу от зоны Элтанин, выходит далеко за пределы

рассматриваемого сегмента, продолжаясь на север грубо параллельно побережью Южной и Центральной Америки вплоть до Калифорнийского залива, т.е. на расстояние 8000 км, а вместе с Южно-Тихоокеанским поднятием длина этой зоны спрединга составляет 12 тыс. км. Отрезок Восточно-Тихоокеанского поднятия в пределах рассматриваемого сегмента вместе с Южно-Тихоокеанским поднятием служит дивергентной границей между Тихоокеанской и Антарктической литосферными плитами (рис.15-3).

Восточно-Тихоокеанское поднятие имеет здесь ширину до 1600 км по изобате 4,5 км; его свод лежит

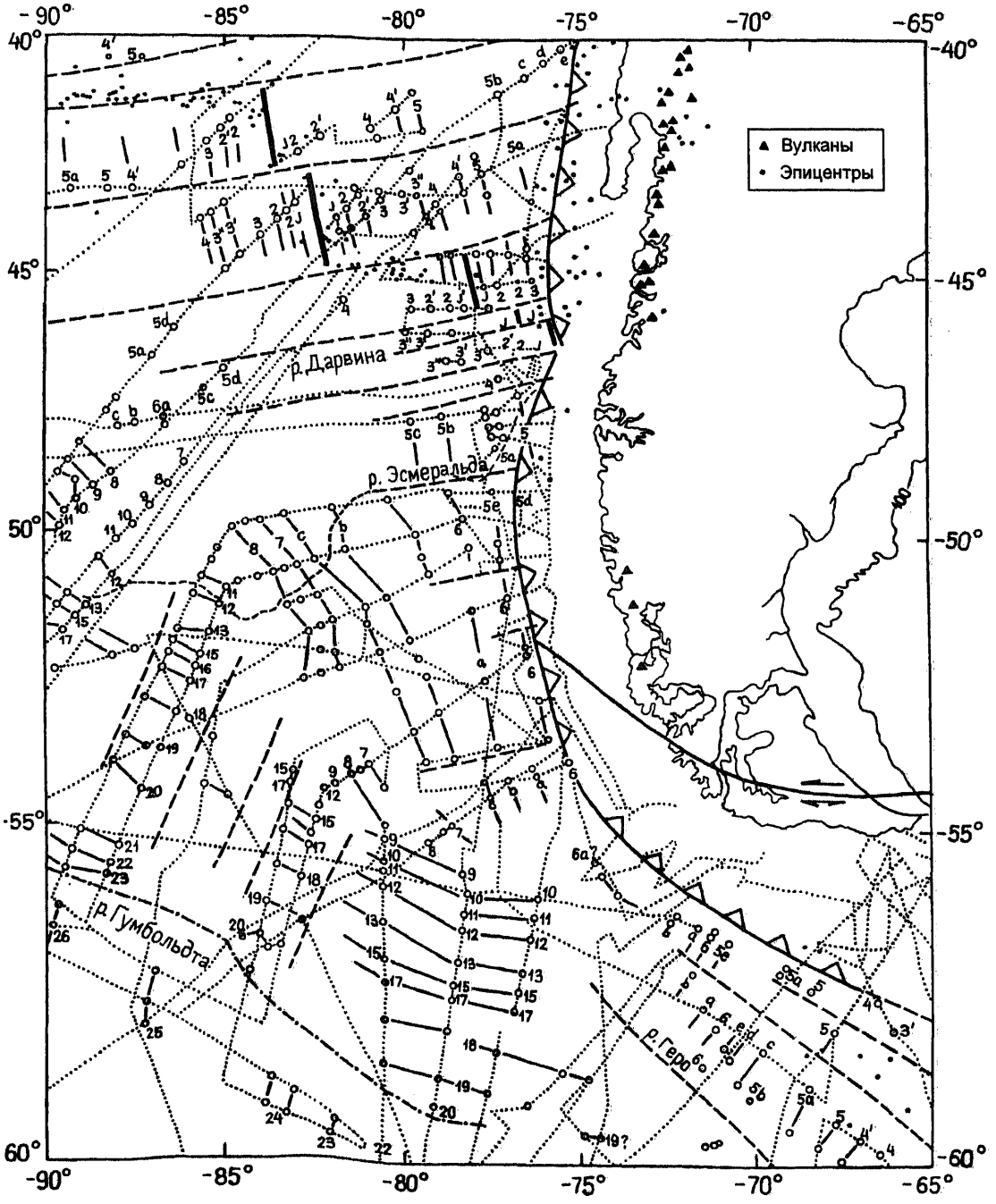


Рис. 15-3. Пересмотренная карта магнитных аномалий юго-восточной части Тихого океана (по С.Р.Канде и Дж.Лесли)

на глубине 2,5 км, но отдельные вершины поднимаются до <1,5–1,0 км. Рифтовая долина отсутствует и вместо нее вдоль оси наблюдается горстовое поднятие. Кора под ним утонена до 3,5 км, а верхняя мантия, судя по Vp = 7,5–7,7 км/с, разуплотнена и, следовательно, разогрета. Восточно-Тихоокеанское поднятие, как и Южно-Тихоокеанское – типичные быстроспрединговые хребты; скорость спрединга составляет >10 см/г. Поднятие оконтуривается магнитной аномалией А5, а близ зоны Элтанин на его флангах появляются более древние аномалии, до А30 на северо-западе и А32 на юго-востоке. Поднятие рассечено сравнительно небольшим числом трансформных разломов: наиболее крупные – Менарда и Челленджер.

Пространство к северо-западу от Южно-Тихоокеанского и к западу от Восточно-Тихоокеанского поднятия занято крупной *Южной котловиной* Тихого океана. Продолжение зоны Элтанин, выраженное в рельефе дна, в частности, хребтом Луисвилль, разделяет эту котловину на две впадины, из которых южную автор предложил назвать Новозеландской, а северную Кермадекской. Первая впадина находится перед Южно-Тихоокеанским поднятием и Новозеландским краевым плато, имеет глубину 5,0–5,5 км с отдельными ложбинами глубже 6 км на продолжении трансформных разломов Южно-Тихоокеанского поднятия. В ее пределах прослеживаются магнитные аномалии вплоть до А32 у подножья Новозеландского плато.

Новозеландское краевое плато подстилается континентальной корой мощностью 26–30 км. Оно состоит из плато Кемпбелл на юге, прогиба Баунти и поднятия Четем. На островах обнажается фундамент плато, состоящий из позднепротерозойских-раннемезозойских метаморфитов и мезозойских (189 и 120–100 млн лет) гранитоидов, а в прогибах между этими выступами залегают кайнозойские осадки, дислоцированные до олигоцена включительно. С севера к поднятию Четем примыкает более опущенное (глубины 2,0–4,5 км плато Хикуранги треугольной формы, ограниченное на северо-востоке продолжением разлома Удинцева. Это последнее плато лежит к востоку от о-ва Северного Новой Зеландии и отделено от него одноименным разломом. Есть данные, позволяющие предполагать, что плато Хикуранги представляет аналог расположенных севернее в западной части океана внутриплитных плато Онтонг-Джава и Манихики и подобно последним образовалось в раннем мелу, а затем, в раннем миоцене столкнулось с Новой Зеландией. Мощность коры этого плато составляет 10–15 км, а мощность осадков верхнего мела и кайнозоя, перекрывающих нижнемеловые базальты, может достигать нескольких километров.

Северная часть Южной котловины примыкает на западе к краевому валу желоба Тонга. Она значительно шире южной, но в общем менее глубокая, за исключением ложбин, связанных с разломами, в частности с продолжением трансформного разлома Менарда и Чилийской зоны разломов. К возможному продолжению последней тяготеет вытянутый в западо-северо-западном направлении вал с о-вами Кука и Тубуаи, сложенными третичными щелочными базальтоидами вплоть до фонолитов и надстроенными коралловыми рифами.

В восточной части северной впадины установлены линейные магнитные аномалии от А7 до А31–32, простирающиеся к северу от зоны Элтанин и разлома Менарда почти меридионально под острым углом к более молодым аномалиям современного спредингового хребта. Они образовались, очевидно, от другой оси спрединга, которая намечается к востоку от современной. В западной части впадины обнаружены аномалии серии М, и на аномалии М25 (келловей) пробурены скважины, вскрывшие под металлоносными осадками базальты, очевидно этого возраста. Другая скважина, пробуренная близ желоба Тонга, вскрыла базальты с возрастом 140 млн лет. Это один из участков распространения позднеюрской коры, являющейся, очевидно, южным продолжением коры того же возраста, сохранившейся в Северо-Западном сегменте (см. ниже).

К югу от Южно-Тихоокеанского и юго-востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятий между ними и Западной Антарктидой и южным участком побережья Южной Америки расположена крупная *котловина Беллинсгаузена*, простирающаяся на 6000 км в широтном направлении от разлома Маккуори на западе до разлома Шеклтона и порога, отделяющего ее от котловины моря Скотия, на востоке; ширина котловины достигает 1600 км. Ее глубины не превышают 5,4 км, очевидно за счет обильного поступления обломочного материала с Антарктиды, у подножья склона которой мощность осадков достигает 7–8 км. На северо-востоке котловина замыкается Западно-Чилийским спрединговым хребтом, соединяющим Восточно-Тихоокеанское поднятие с окраиной Южной Америки.

В западной и центральной частях котловины Беллинсгаузена развита система магнитных аномалий вплоть до А32, связанная с современными спрединговыми поднятиями; сюда же продолжаются и трансформные разломы Удинцева и зоны Элтанин. В самой восточной части котловины присутствует другая система аномалий, от А28 и моложе, связанная с западным флангом Западно-Чилийского поднятия. Омоложение аномалий в сторону Антарктического п-ова указывает на уход оси спрединга под этот полуостров в процессе субдукции (рис.15-4). В настоящее время субдукция продолжается лишь в желобах, окаймляющих самую северную часть полуострова и Южно-Шетландские острова.

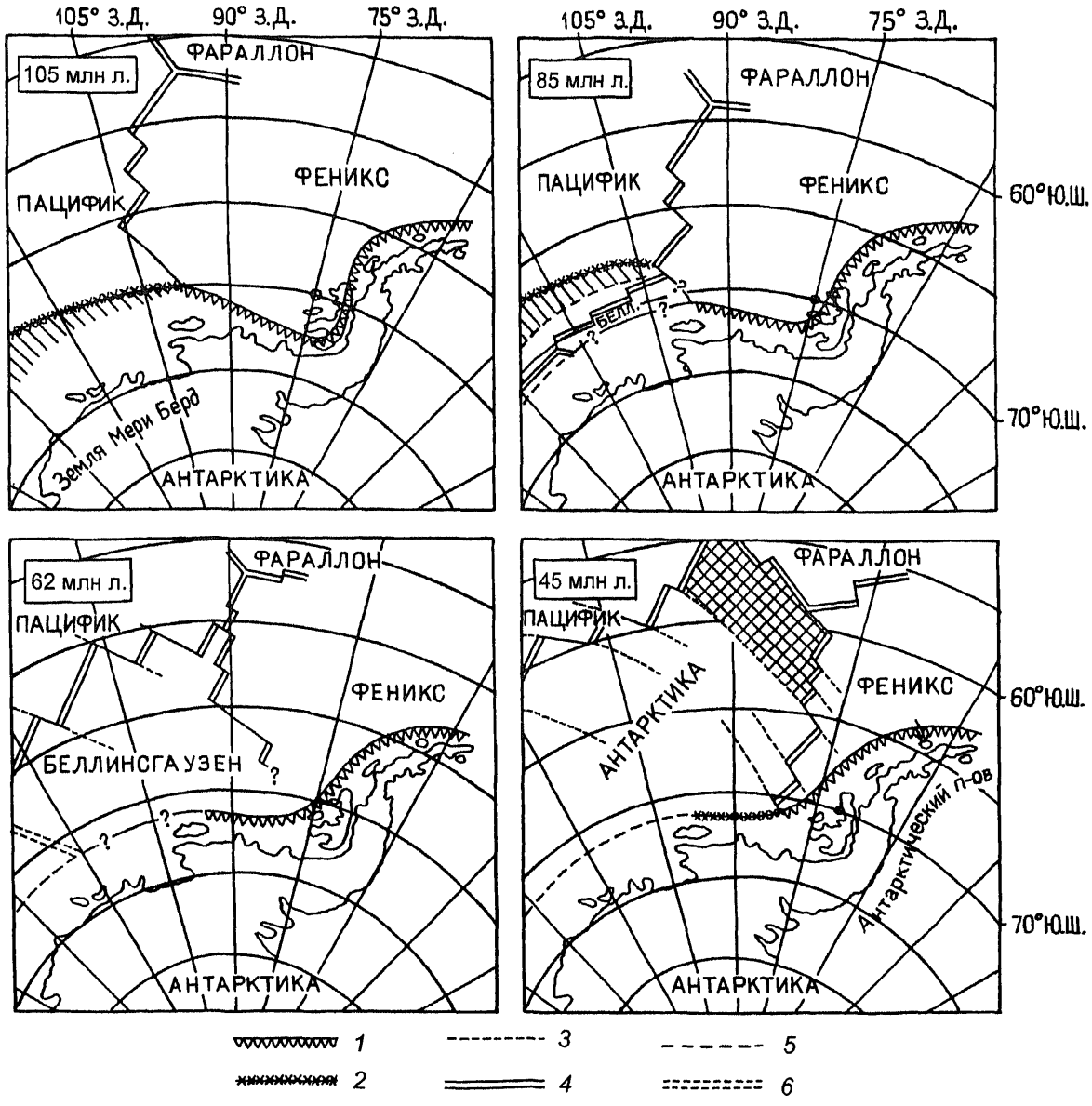


Рис. 15-4. Реконструкция перемещений Южной Пацифики относительно Антарктиды (по Дж. Мак Каррону и Р.Лартеру)

Принимается, что блоки, составляющие Западную Антарктиду, не испытывали взаимных смещений после 105 млн лет т.н. 1 – активная окраина; 2 – бывшая активная окраина; 3 – ось спрединга; 4 – след разлома; 5 – пассивная окраина; 6 – ось спрединга, утратившая активность после 61 млн лет т.н.

Западно-Чилийское спрединговое поднятие (рис. 15-5), отделяющее котловину Беллинсгаузена от небольшой Чилийской котловины и, соответственно, Антарктическую литосферную плиту от плиты Наска (см. ниже), протягивается в общем северо-северо-западном направлении от Восточно-Тихоокеанского поднятия, с которым оно сочленяется вдоль широтной Чилийской зоны трансформных разломов, к погребенному под осадками южному продолжению Перуанско-Чилийского желоба, вдоль которого оно субдуцируется под Южно-Американскую плиту в районе п-ова Тайтао. Ось спрединга, в отличие от общего простирания поднятия, имеет меридиональное простирание и состоит из коротких отрезков, смещенных к востоку вдоль целой серии широтных трансформных разломов. Протяженность поднятия составляет ~2700 км; его вершины поднимаются до 3–2 км, а рельеф отличается значительной расчлененностью, с широкой и глубокой, до 4,6 км, осевой депрессией. Западно-Чилийская ось спрединга сопровождается системой магнитных аномалий

Рис. 15-5. Тектоническая интерпретация магнитных аномалий Западно-Чилийского хребта (по С.Р.Теббенсу и др.)

Легким точечным пунктиром показаны профили аэромагнитной съемки LDEO-NRL 1990 г., точками с заливкой – пункты определения магнитных аномалий по аэромагнитным данным, залитыми кружками – по данным научной команды НИС "Чарльз Дарвин", пустыми кружками – научными командами других исследовательских судов, треугольники на суше – активные вулканы по данным Смитсоновского института

до А16 включительно, что свидетельствует о начале образования данного поднятия 23 млн лет т.н., в раннем миоцене.

Расположенная к северо-востоку от Западно-Чилийского и к востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия небольшая и неглубокая *Чилийская котловина* занимает южную часть плиты Наска и ограничена с севера на западе зоной разлома о-ва Пасхи с вулканическими архипелагами Сала-и-Гомес, Сан-Фелис и Сан-Амбросио, а восточнее вытянутым к северо-востоку поднятием Наска. Котловина примыкает к Перуанско-Чилийскому желобу и ее кора подвергается здесь субдукции. Линейные магнитные аномалии в восточной части котловины от А5 до А19 (средний эоцен – поздний миоцен) простираются в северо-северо-западном направлении, т.е. под некоторым углом к аномалиям Западно-Чилийского поднятия, что указывает на их образование от другой оси спрединга, выявленной севернее (см. ниже).

Северным ограничением всего рассмотренного сегмента является разломная зона о-ва Пасхи, пересекающая Восточно-Тихоокеанское поднятие в западно-северо-западном направлении со смещением его оси на 650 км к западу. Сам о-в Пасхи расположен на восточном склоне гребневой зоны поднятия и состоит из трех слившихся вулканов, извергавших продукты щелочно-базальтовой магмы с повышенным содержанием кремнезема. К северо-западному продолжению зоны разломов о-ва Пасхи тяготеет еще группа небольших вулканических островов.

Любопытной особенностью строения и развития Восточно-Тихоокеанской зоны спрединга (в широком смысле) является обособление вдоль нее в позднемиоценовое время нескольких микроплит (рис. 15-6) – с севера на юг это микроплиты Пасхи, Хуан-Фернандес и Фрайдей (Пятницы). Они имеют грубо прямоугольную форму и ограничены с севера и юга трансформными разломами, с запада современной осью спрединга, а с востока отмершими осями спрединга. Образование этих микроплит является продуктом прорастания к северу восточных осей спрединга, а затем их перескока в современное более западное положение.

15.2. Северо-Восточный сегмент

Этот сегмент включает восточную половину центральной и северной частей Тихого океана, кора которой обязана своим образованием активности оси спре-

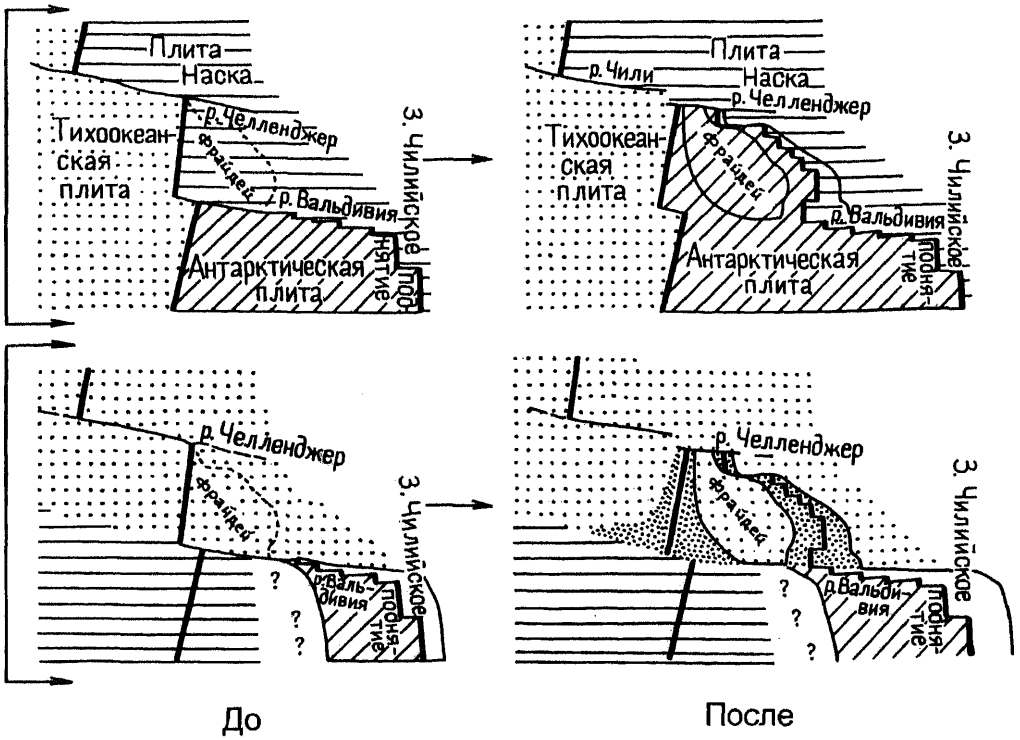


Рис. 15-6. Схематические плитно-тектонические реконструкции

Слева – для времени до, справа – после реорганизации границ плит на рубеже хрона 5А; верхний ряд показывает, какую кору включает каждая плита, нижний ряд – на какой границе плит кора образуется

динга, связанной с Восточно-Тихоокеанским поднятием и имеющей, соответственно, позднемеловой и кайнозойский возраст. На востоке этот сегмент примыкает к северной части Южной Америки и Центральной и Северной Америке, на севере ограничивается Алеутской дугой, а на западе его граница примерно совпадает с цепями вулканических архипелагов от Императорского до о-вов Маркизских и Туамоту, образующих «главную диагональ» Тихого океана.

Характерной особенностью этого сегмента служит развитие системы гигантских широтных разломов, главные из которых могут рассматриваться как границы его отдельных субсегментов. Соответственно мы будем различать четыре таких субсегмента: 1 – Южный, от зоны разломов о-ва Пасхи до Галапагосской зоны; 2 – Южно-Центральный, от Галапагосской зоны до разлома Кларион; 3 – Северо-Центральный, от разлома Кларион до разлома Мендосино; 4 – Северный, к северу от разлома Мендосино.

Южный субсегмент простирается примерно между Южным тропиком и экватором. Восточно-Тихоокеанское поднятие обладает здесь шириной до 1300 км по изобате 4,2 км, гребневая зона начинается с 3,5 км, отдельные вершины поднимаются до менее 2 км, рифтовая долина отсутствует. Ось поднятия полого изгибается к северо-востоку, пересекаясь несколькими относительно малоамплитудными трансформными разломами, в том числе разломом на 15° ю.ш., к которому тяготеют вулканические Маркизские острова, а западнее вулканическое плато Туамоту с возрастом 55–42 млн лет и еще западнее о-ва Общества, все сложенные щелочно-базальтовыми вулканитами. Скорость спрединга в последние 2,4 млн лет составляла 7,0 см/г. на западном и 9,2 см/г. на восточном фланге, т.е. спрединг происходил асимметрично, что наблюдалось и южнее, вплоть до зоны Элтанин.

С северо-востока к Восточно-Тихоокеанскому поднятию здесь примыкает южный угол крупнейшей в Мировом океане *Северо-Восточной котловины*, имеющей в этой части глубины 4,5–4,7 км. По другую же сторону Восточно-Тихоокеанского поднятия, между ним и Перуанско-Чилийским желобом лежит *Перуанская котловина* шириной ~2 тыс. км. Примерно посредине этой котловины субмеридионально простирается *Южно-Галапагосское поднятие*, отвечающее древнему спрединговому хребту, со слабо намечающейся рифтовой долиной. Эта ось спрединга, судя по оконтуривающим ее магнитным аномалиям, функционировала с позднего олигоцена до позднего миоцена включительно.

Восточнее начинается еще более древний спрединговый хребет. Самая древняя аномалия на востоке котловины – аномалия А16 раннеолигоценового возраста.

Юго-восточный угол Перуанской котловины ограничен *хребтом Наска*, простирающимся в северо-восточном направлении от разлома о-ва Пасхи к Перуанско-Чилийскому желобу, где он субдуцируется под Южно-Американскую плиту. В рельефе желоба хребту соответствует седло с глубинами ~4,9 км, делящее хребет на перуанскую и чилийскую части. Хребет Наска принадлежит к категории глыбовых асейсмичных внутриплитных поднятий океана. Он протягивается почти на 1000 км при ширине ~270 км, сложен толеитовыми базальтами, обладает крутыми склонами и относительно сглаженной вершинной поверхностью на глубине ~2 км с отдельными вершинами до <0,5 км. Мощность коры достигает под хребтом 15 км.

Между хр. Наска, вулканическим архипелагом на разломе о-ва Пасхи и краевым валом Чилийского желоба зажата еще небольшая *котловина Наска*, которая вместе с Перуанской и Чилийской и одноименным хребтом составляет в настоящее время *литосферную плиту Наска*, испытывающую субдукцию под Южную Америку.

Северным ограничением плиты Наска служит спрединговое *Галапагосское поднятие*. Соответствующая ось спрединга имеет почти строго широтное простирание (рис.15-7) и на западе образует одноименное тройное сочленение с осью спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП), которая в этой точке меняет свое северо-северо-восточное простирание на юге на почти меридиональное, с небольшим уклоном к западу на севере. Сама Галапагосская ось спрединга смещается несколькими меридиональными же трансформными разломами сначала, на западе, к югу, где на этом разломе на южном фланге поднятия лежит архипелаг Галапагосских островов, а затем к северу, упираясь в конце концов в окраину Центральной Америки.

Рельеф и структура Галапагосского поднятия отличаются некоторым своеобразием. Ширина поднятия 25–30 км и, в отличие от ВТП, его рассекает вдоль оси рифтовая долина шириной в 3–4 км и глубиной в 200–230 м, а посредине последней существует центральное поднятие высотой до 50 м. Примечательно присутствие в этом рифте открытых трещин шириной до 2 м, к которым приурочены проявления гидротермальной деятельности. Скорость спрединга здесь от 4,2 до 7,2 см/г., т.е. меньше, чем у ВТП, но больше, чем у Срединно-Атлантического хребта.

К востоку от сложенных щелочными базальтоидами Галапагосских о-вов параллельно оси спрединга простирается *хребет Карнеги*, достигающий подводной окраины Колумбии. А по другую сторону к северо-востоку отходит аналогичный *хребет Кокос*, протягивающийся к окраине Панамы. Оба хребта оконтуриваются изобатой 3 км, поднимаются до глубины 2,5–

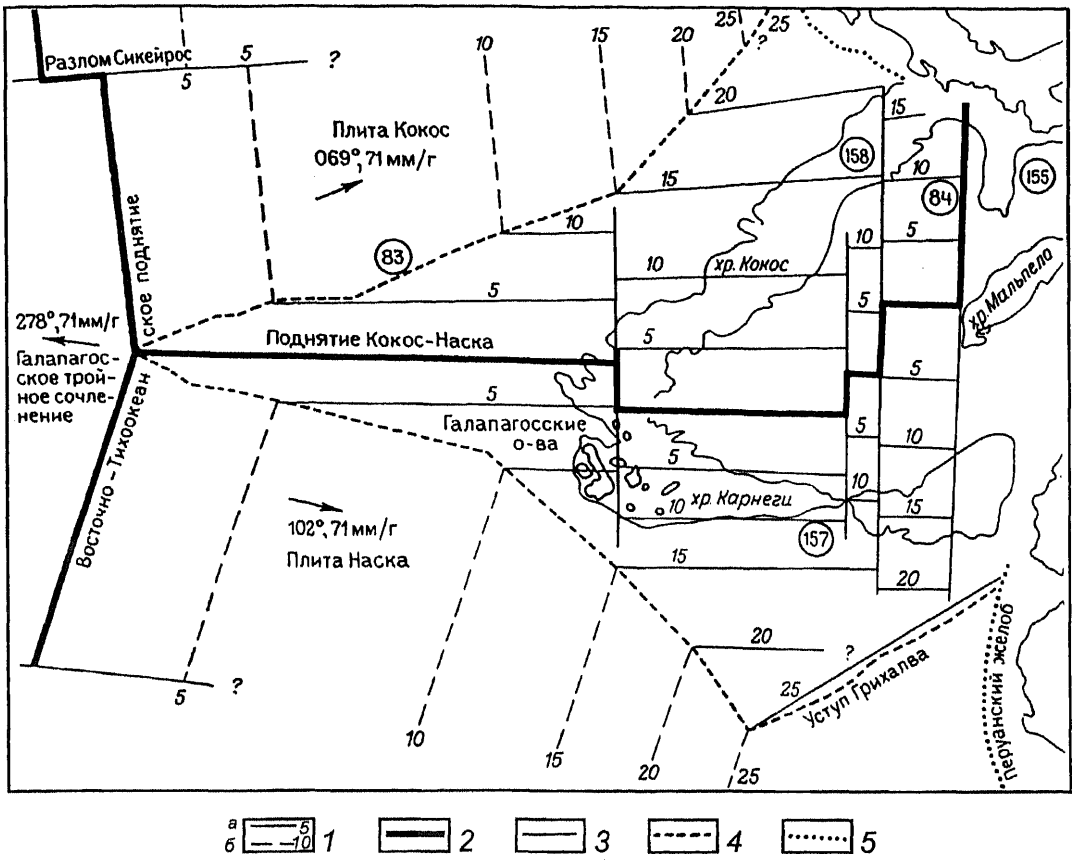


Рис. 15-7. Схематическая карта Галапагосского района (по Р.Хею, Г.Л.Джонсону, А.Лоури)

1 – схематические изохроны в млн лет: *а* – в зонах интенсивных, *б* – слабых магнитных аномалий; *2* – активные границы плит; *3* – активные зоны разломов; *4* – границы расчлененного и сглаженного рельефа; *5* – ось Перуанского желоба. Номера в кружках – скважины глубоководного бурения, стрелки показывают азимуты и скорости движения плит и относятся к тройному сочленению

2,0 км и выше и обладают мощностью коры порядка 15 км, из которых верхнюю часть составляет прерывистый чехол пелагических карбонатов миоцен-четвертичного возраста.

В раструбе между хребтами Кокос и Карнеги расположена небольшая *Панамская котловина* глубиной до 4,2 км с резко расчлененным рельефом. На северо-востоке ее замыкает Центрально-Американский глубоководный желоб, а на востоке Эквадорский, представляющий северное продолжение Перуанско-Чилийского желоба, здесь полузаполненного осадками и потому сильно обмелевшего, до 3–4 км. Однако субдукция вдоль обоих желобов продолжается, о чем свидетельствуют активный современный вулканизм и высокая сейсмичность. В Панамской котловине пробурена одна из самых примечательных скважин глубоководного бурения – скв.504В, вскрывшая почти полностью 2-й слой океанской коры с дайковым комплексом в основании.

Образование Галапагосского поднятия и оси спрединга и хребтов Кокос и Карнеги относится к раннему миоцену. До этого вместе с плитой Наска они входили в состав плиты Фараллон, занимавшей все пространство между ВТП и американскими континентами. Рисунок магнитных аномалий (см. рис.15-7) показывает, что ось спрединга смещалась с востока на запад одновременно с отодвиганием в том же направлении оси ВТП. Продолжением Галапагосской оси спрединга по другую, западную сторону ВТП служит одноименный трансформный разлом (сам рифт заложился, очевидно, вдоль восточной части того же разлома). Эта система отделяет описанный только что субсегмент Северо-Восточного сегмента от более северного, обозначенного как *Южно-Центральный*.

В пределах последнего ВТП все более сближается с американским побережьем, одновременно изменяя свое простирание с почти меридионального на северо-северо-западное и смещаясь к западу вдоль трансформных

разломов Сикейрос, Клиппертон и Кларион. Спрединговое поднятие имеет здесь пологие склоны, относительно небольшую высоту (глубины 3,4–2,7 км, отдельные вершины до 2,5–2,0 км) и ширину 500–1300 км по изобате 4 км. Осевая зона характеризуется резко расчлененным рельефом и уже на глубине 2,0–2,5 км сейсмикой фиксируется магматическая камера.

Примерно в 300 км западнее современной оси спрединга ВТП и параллельно ей в этом субсегменте по рельефу дна и магнитным аномалиям выявлено существование древней, функционировавшей до позднего миоцена включительно оси спрединга, перескок которой в современное положение произошел между аномалиями 6 и 5. Эта древняя ось спрединга выражена хребтом Математиков на юге и Клиппертон на севере. Таким образом, если южнее Галапагосской зоны разломов древняя ось спрединга находилась восточнее современной, то к северу от последней – к западу от нее.

К западу от ВТП в рассматриваемом субсегменте лежит южная часть огромной *Северо-Восточной котловины* Тихого океана, простирающейся на север до Алеутской дуги и Аляскинского залива, ограниченной на западе вулканическими цепями хребтов Императорского, Гавайского и Лайн, а на востоке на значительном участке непосредственно граничащей с окраиной Северной Америки. Наиболее примечательной особенностью этой котловины является нарушающая ее относительно ровный и однообразный рельеф система протяженных разломов-гигантов субширотного, точнее, западо-юго-западного простирания, главные из которых отстоят на расстоянии около тысячи километров один от другого. В пределах только что рассмотренного субсегмента это разломы Клиппертон и Кларион; севернее протягиваются разломы Молокаи, Мерей и Мендосино и еще несколько более коротких (Пайонир, Сервейор); по существу, к этой же системе принадлежат Галапагосский и Маркизский разломы в более южном районе океана.

Длина разломов *Клиппертон* и *Кларион* составляет около 5 тыс. км; в рельефе они выражены грядами с крутыми уступами, обращенными к узким желобам глубиной до 5,5–6,0 км, или даже вулканическими хребтами, увенчанными островами (Клиппертон, Ревилья-Хихедо), сложенными щелочными базальтоидами.

К востоку от ВТП в данном субсегменте расположена небольшая и неглубокая (до 4 км) *Гватемальская котловина* треугольной формы, ограниченная на северо-востоке краевым валом Центрально-Американского желоба, а на юге Галапагосским поднятием и хр. Кокос. В пределах котловины выделяется глыбовый подводный хребет Теуантепек, морфологически сходный с хребтами Кокос и Карнеги. Он простирается под углом 48° к Центрально-Американскому желобу и упирается в последний против одноименного перешейка в Мексике.

Центрально-Американский желоб, окаймляющий побережья Мексики и Гватемалы, оконтуривается изобатой 4,5 км, протягивается на 2400 км при ширине 40–60 км и имеет типичный V-образный асимметричный профиль. Он пересечен двумя профилями глубоководного бурения. На Мексиканском профиле на приматериковом склоне была вскрыта типичная аккреционная призма из осадков позднемиоценового–плейстоценового возраста континентального происхождения. В верхней части склона тонкий покров миоцен-плиоценовых осадков непосредственно перекрывает континентальный кристаллический фундамент. Резкий контакт между этим блоком и аккреционной призмой заставляет подозревать наличие разлома, скорее всего правого сдвига.

Более сложная картина была обнаружена бурением на Гватемальском профиле (рис.15-8). На дне желоба и в основании материкового склона здесь залегают миоценово-четвертичные турбидиты, подстилаемые нижнемиоценовыми гемипелагическими осадками и базальтами океанского фундамента. Выше по склону на них надвинут разрез, в основании которого находятся верхнемеловые офиолиты, аналогичные выступающим на побережье Гватемалы, Коста-Рики и Панамы, согласно перекрытые верхами мела, нижним палеогеном и миоценом, полого наклоненными в направлении берега. Таким образом, аккреционная призма здесь отсутствует, а наблюдаемые соотношения показывают, что вместо аккреции происходила тектоническая эрозия края континента. Подобное явление было впервые отмечено именно на этом профиле, а в дальнейшем и вдоль некоторых других зон субдукции.

Следующий к северу ***Северо-Центральный субсегмент*** Северо-Восточного сегмента Тихого океана простирается от Гавайского архипелага на западе до побережья Калифорнийского п-ова на востоке, ограничиваясь на севере разломом Мендосино. В его южной части происходит внедрение оси спрединга ВТП в тело Северо-Американского континента вдоль узкого и молодого Калифорнийского залива. В устье залива появляется рифтовая долина, отсутствовавшая южнее на всем протяжении ВТП. В пределах же самого залива наблюдается чередование коротких (<50 км) отрезков оси спрединга северо-восточного простирания с более протяженными (>100 км) трансформными разломами северо-западного простирания с правобоковым смещением. Вдоль спрединговых участков развиты ложбины глубиной до 2,2–2,6 км, в целом сочетающиеся в четковидную осевую депрессию залива, подстилаемую океанской корой, перекрытой турбидитами, возрастающими в мощности к северу, где в залив впадает р. Колорадо. В турбидиты внедрены сил-

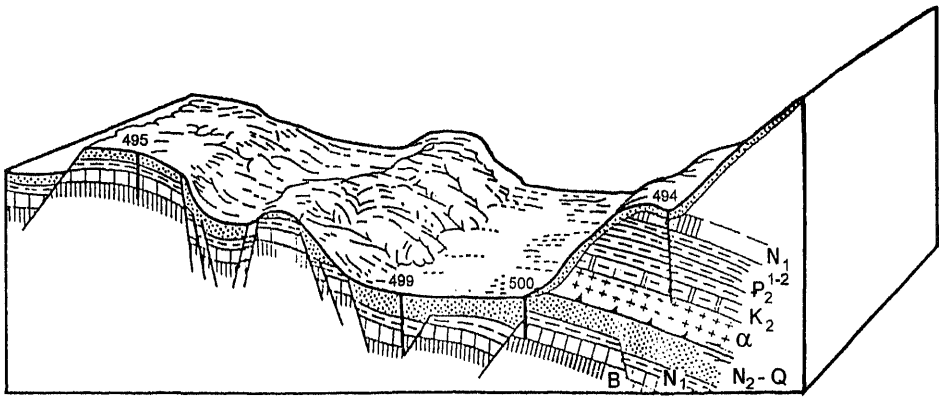


Рис. 15-8. Схематическая блок-диаграмма предполагаемого строения Центрально-Американского желоба на траверсе Гватемалы, основанная на данных глубоководного бурения и геофизики (по Р. фон Хюне, Ж.Обуэну и др.)
α – изверженные породы основного и среднего состава, нетипичные для океанской коры; В – океанский фундамент

лы (точнее, бисмалиты) долеритов. В заливе наблюдается весьма высокий тепловой поток, активная сейсмическая и гидротермальная деятельность. Начало формирования залива определяется концом миоцена, а скорость спрединга в его устье составляет 6 см/г.

В вершине Калифорнийского залива происходит смыкание системы трансформных разломов залива с внутриконтинентальным сдвигом Сан-Андреас того же простирания и направления смещения, причем рифтовая долина продолжается на некоторое расстояние по суше, где выражена, в частности, грабеном Долины Смерти. На севере Калифорнии, против мыса Мендосино, разлом Сан-Андреас утыкается в разлом Мендосино. Таким образом, в полосе между разломами Кларион и Мендосино спрединговый хребет в океане отсутствует, предполагается, что он существовал здесь до конца эоцена, а затем оказался субдуцированным, вернее, был перекрыт континентом Северной Америки. Этой полосе отвечает наиболее глубокая часть Северо-Восточной котловины, до 5,8–6,0 км на западе. Вдоль подножья континентального склона, вероятно, проходит правый сдвиг, параллельный сдвигу Сан-Андреас, пересекаемый широтным разрывом на широте г. Лос-Анджелес. Южнее, напротив средней части п-ова Нижняя Калифорния простирается короткий желоб Седрос глубиной 6,2 км – вероятный реликт древней зоны субдукции.

В этой части котловины развита отчетливо выраженная система линейных магнитных аномалий, простирающихся меридионально и удревняющихся с востока на запад от А8 на севере до А32 включительно, показывающая, что кора котловины сформирована в промежутке времени от сенона до позднего миоцена включительно.

Вдоль разломов-гигантов происходит латеральное смещение линейных магнитных аномалий – левостороннее по разломам Молокаи и Мендосино, правостороннее по разлому Меррей и некоторым разломам к северу от разлома Мендосино. В случае последнего амплитуда смещения достигает 1100 км. Велика и амплитуда вертикального смещения – вдоль того же разлома она составляет до 1,8 км. По данным же спутниковой альтиметрической съемки, водная поверхность океана испытывает по этому разлому перепад на 12 м. Во всех случаях опущенными оказываются, как и следовало ожидать, крылья с более древней корой.

К северу от разлома Мендосино находится ***Северный субсегмент*** данного сегмента Тихого океана. В его пределах вновь появляется спрединговый хребет, протягивающийся в общем параллельно побережьям Орегона, Вашингтона и о-ва Ванкувер. Его южный отрезок носит название *хребта Горда*; он простирается на 250 км в северо-северо-восточном направлении от разлома Мендосино и отделяется трансформным разломом Бланко от следующего отрезка – *хребта Хуан-де-Фука*, в свою очередь отделенного трансформным разломом Сованко от своего смещенного к западу продолжения – *хребта Эксплорер*. К северу от новой трансформы находится наиболее короткий и выраженный лишь холмистым рельефом крайний отрезок той же спрединговой системы – Дельвуд. Этот отрезок и вся система окончательно срезаются еще севернее правым *сдвигом Королевы Шарлотты* – аналогом сдвига Сан-Андреас, простирающимся вдоль континентального склона одноименного архипелага и северной части о-ва Ванкувер. Далее к северу этот сдвиг сменяется вдоль простирания зоной субдукции, простирающейся на юг вдоль побережий Вашингтона и Орегона до мыса Мен-

досино, где наблюдается ее тройное сочленение с разломами Мендосино и Сан-Андреас.

Хребты Горда и Хуан-де-Фука обладают достаточно типично выраженными рифтовыми долинами, что соответствует относительно невысокой, 2,5–5,5 см/г для хр. Горда, скорости спрединга. В них и в хр. Эксплорер открыты гидротермы, кора утонена, а мантия под ней разуплотнена. Между этими хребтами и зоной субдукции выделяются три самостоятельные микроплиты: Эксплорер, Хуан-де-Фука и Южная Горда.

Орегон-Вашингтонская зона субдукции отличается некоторыми особенностями. Глубоководный желоб вдоль нее отсутствует, очевидно вследствие интенсивного накопления обломочного материала, снесенного с гористой суши континентальной окраины – мощность кайнозойских отложений в преддуговом прогибе береговых хребтов и внутреннего шельфа достигает 7 км; они подстилаются ранне- и среднеэоценовой океанской корой. На внешнем шельфе, континентальном склоне и подножье возраст океанской коры понижается до позднемиоценового, а отложения верхнего олигоцена – среднего миоцена в верхней части склона превращаются в меланж. Структура приобретает изоклинально-чешуйчатый стиль, характерный для аккреционных призм. Предполагается, что фазы подъема океанской коры и аккреции чередовались здесь с фазами сдвиговых смещений, параллельных континентальному склону.

Площадь океанского ложа, лежащая к западу от спрединговых хребтов и к востоку от Императорского хребта, отвечает северной части Северо-Восточной котловины с глубинами, лишь на юге превышающими 5 км. На севере котловина ограничивается Алеутским желобом. Самая северная часть котловины занята аккумулятивными равнинами, созданными интенсивным поступлением обломочного материала с северной Алеутско-Аляскинской суши. Остальная часть котловины прорезана четырьмя широтными разломами; с юга на север это разломы Сервейор, Седла (Чинук), Сайла и Айя. Они короче, чем южные разломы-гиганты и менее четко выражены в рельефе; впрочем, на западе вдоль них имеются желоба глубиной более 6 и даже 7 км.

Линейные магнитные аномалии в восточной половине данной части Северо-Восточной котловины до А21 включительно сохраняют меридиональное простирание, свойственное им южнее. Но на меридиане основания п-ова Аляска они испытывают резкий изгиб к западу и к югу от Алеутской дуги приобретают уже субпараллельное ей широтное простирание. Этот «Большой магнитный изгиб» был объяснен как обязанный былому сочленению в северо-восточной части Тихого океана в начале кайнозоя трех осей спрединга, разделявших плиты Тихоокеанскую, Кула и Фараллон (рис.15-9). Из них плита Кула с осью спрединга к югу от нее оказалась поглощенной субдукцией в Алеутском желобе, хотя ее возможный реликт предположительно сохранился в Алеутской котловине Берингова моря. По уточненным по сравнению с приведенными на рисунке 15-9 данными отмирание Кула-Тихоокеанской оси спрединга и перестройка двух остальных в единую меридиональную ось произошли в позднем палеоцене (52–53 млн лет т.н.).

Алеутский желоб, ограничивающий с севера Северо-Восточную котловину и сопровождающий с юга одноименную вулканическую дугу, протягивается на 4150 км от Камчатского залива до залива Якутат на юге Аляски, продолжаясь на восток уже в погребенном под осадками виде в пределы Аляскинского залива. Большая часть желоба лежит в пределах изобаты 5,5 км, а его максимальная глубина 7822 м. На островном склоне выделяется широкая аккреционная призма, сложенная плиоцен-четвертичными осадками. В профиле через о. Кадьяк эту призму сменяют на шельфе острова полого залегающие отложения внешнедугового прогиба, а на самом острове весьма интенсивно дислоцированные образования более древней, мезозойско-кайнозойской аккреционной призмы. Последняя отделяется крупным разломом от вулканической дуги п-ова Аляска. К этому разлому приурочены выходы меланжа с участием ультрамафитов, голубых сланцев и кремней. Сейсмофокальная зона наклонена под дугу до глубины 100 км под углом 45°; зоне активного вулканизма отвечает глубина порядка 90–100 км.

Западным ограничением Северо-Восточной котловины служит, как отмечалось, *Императорский разлом*, зона северо-северо-западного простирания шириной до 150–200 км и длиной более 2500 км, проявленная в рельефе дна системой кулисообразно расположенных желобов с дном, на 1–2 км глубже прилегающих котловин, с максимальной глубиной 7900 м. Желоба сопровождаются узкими хребтами; перепад глубин составляет до 3 км и в уступах вскрывается разрез океанской коры до верхов 3-го слоя. Императорский разлом смещает разлом Чинук по закону правого сдвига и, возможно, продолжается на юг до о-вов Лайн, представляя естественную разделительную линию между северо-восточным и северо-западным сегментами Тихого океана.

15.3. Северо-Западный сегмент

В отличие от Северо-Восточного сегмента, кора которого имеет позднемеловой–кайнозойский возраст и практически почти целиком образована в результате деятельности субмеридиональной оси спрединга,

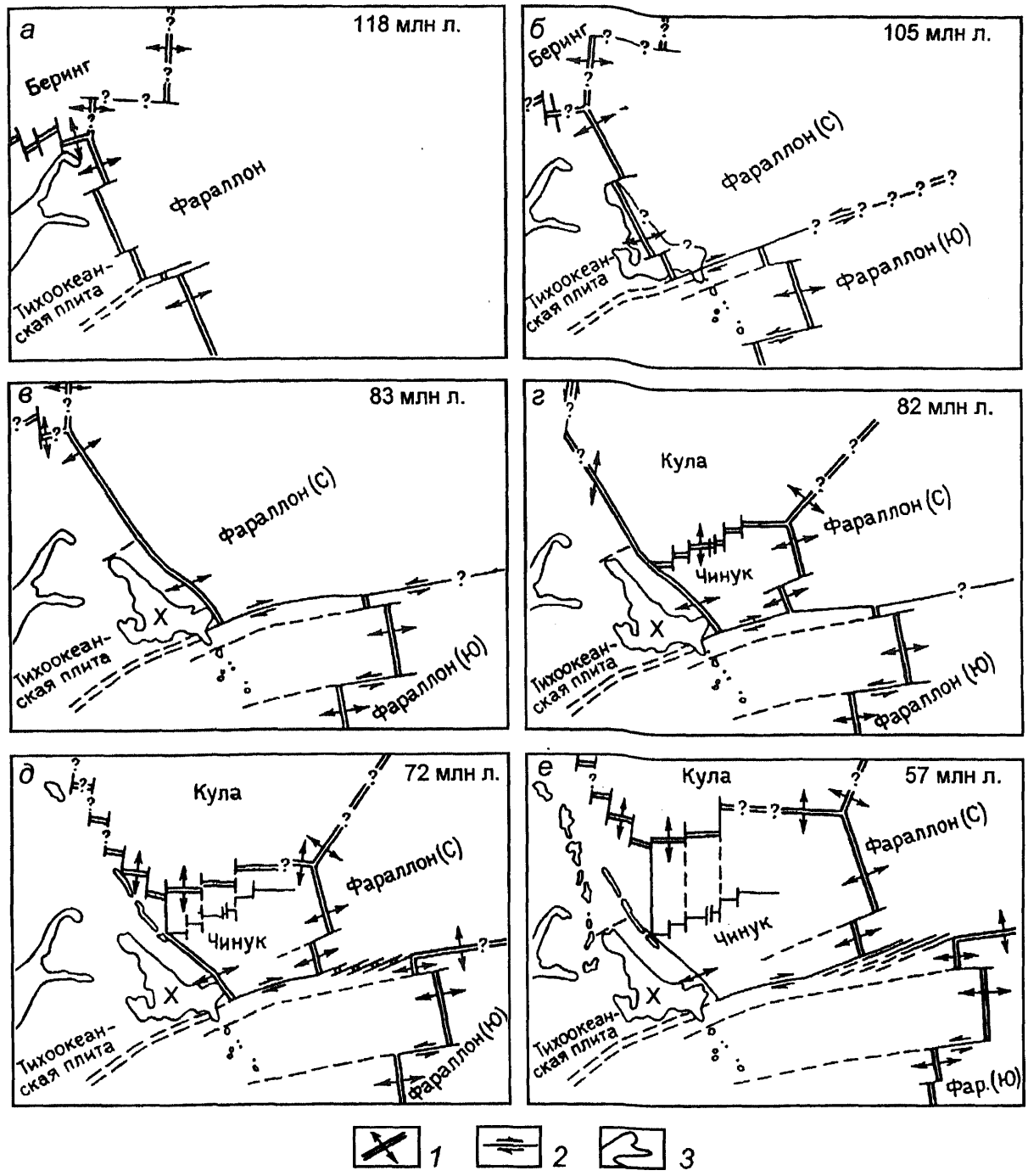


Рис. 15-9. Геологическая эволюция северной части Тихого океана от 118 до 57 млн лет т.н. (по Д.Реа и Дж.Диксону)

Расположение плит: *а* – 118 млн лет т.н., *б* – 105 млн лет т.н., после образования поднятия Хесса и зоны разломов Меррей, *в* – 83 млн лет т.н., непосредственно перед позднемеловой перестройкой, *г* – 82 млн лет т.н., после позднемеловой перестройки, *д* – 72 млн лет т.н., в эпоху аномалии 32, *е* – 57 млн лет т.н. *1* – оси спрединга; *2* – трансформные разломы; *3* – контуры поднятий (Х – поднятие Хесса)

грубо параллельной окраинам американских континентов, Северо-Западный сегмент подстилается более древней, раннемеловой и юрской корой, созданной активностью нескольких осей спрединга, имевших различное простирание, значительно отличавшееся от наблюдаемого в Северо-Восточном сегменте. Другим важным отличием от последнего служит широкое развитие древних и современных вулканических архипе-

лагов, а также поднятий – плато с сильно утолщенной корой океанского типа.

Подобно остальным сегментам Тихого океана, данный сегмент так же может быть разделен на два субсегмента: Северный и Южный. Их границей можно считать широтную цепь крупных подводных гор и атоллов Маркус-Неккер, протянувшуюся примерно вдоль 20° с.ш. от о-вов Бонин (Огасавара) к Гавайскому архипелагу. Кроме того, в качестве особого субсегмента следует выделить относительно молодую Каролинскую литосферную плиту, занимающую входящий угол ложа океана между островными дугами Яп и Палау на северо-западе, Каролинским хребтом на севере, Новой Гвинеей и архипелагом Бисмарка на юге и ограниченную с востока хребтом Муссау.

Одним из наиболее крупных и примечательных морфоструктурных элементов *Северного субсегмента* является подводный *Императорский хребет*, состоящий из линейной цепи гайотов северо-северо-западного простирания длиной в 2250 км. Хребет начинается на севере в углу, образованном сочленением Курило-Камчатского и Алеутского желобов. Вершины хребта, которых насчитывается около трех десятков, поднимаются от глубин порядка 3 км и почти до уровня океана, в то время как дно окаймляющих хребет прогибов лежит на глубине более 5,5 и до 6,5 км.

Северное окончание хребта выражено *возвышенностью Обручева*, в своде которой выделяется гайот Мейдзи. Возвышенность покрыта довольно мощным (>1 км) кайнозойским осадочным чехлом, под которым были вскрыты щелочные базальты мелководного или даже субаэрального происхождения со следами латеритного выветривания, а под ними базальты толеитового ряда. Возраст вулканитов, лежащих в основании гайотов, систематически уменьшается в южном направлении до позднеэоценового (по данным драгирования).

Южное окончание Императорского хребта отделено проходом шириной 80 км и глубиной в 5,0–5,5 км от протягивающегося в юго-восточном направлении под углом ~60° к его простиранию сходного *Гавайского хребта*. Этот хребет состоит из цепочки вулканических островов и подводных вулканов, возвышающихся над широким (до 1000 км) и пологим валом длиной в 2000 км. Действующие вулканы имеются лишь на самом большом и самом юго-восточном о-ве Гавайи; это крупные щитовые вулканы высотой более 4 км (Мауна-Кеа, Мауна-Лоа, Килауэа). К юго-востоку от о-ва Гавайи на дне океана недавно появился и стал быстро расти еще один вулкан – Лоихи. В северо-западном направлении размер островов и высота вулканов убывают и многие вулканы надстраиваются коралловыми атоллами. В этом же направлении удревняется возраст вулканов, но самый северо-западный из них оказывается почти на 10 млн лет моложе, чем самый юго-восточный из вулканов Императорского хребта. Тем не менее обнаруживается весьма четкая линейная зависимость возраста вулканов от их расстояния от вулкана Килауэа на о-ве Гавайи (рис.15-10). Это обстоятельство, наряду с петрографическим и петрохимическим сходством продуктов вулканизма обеих це-

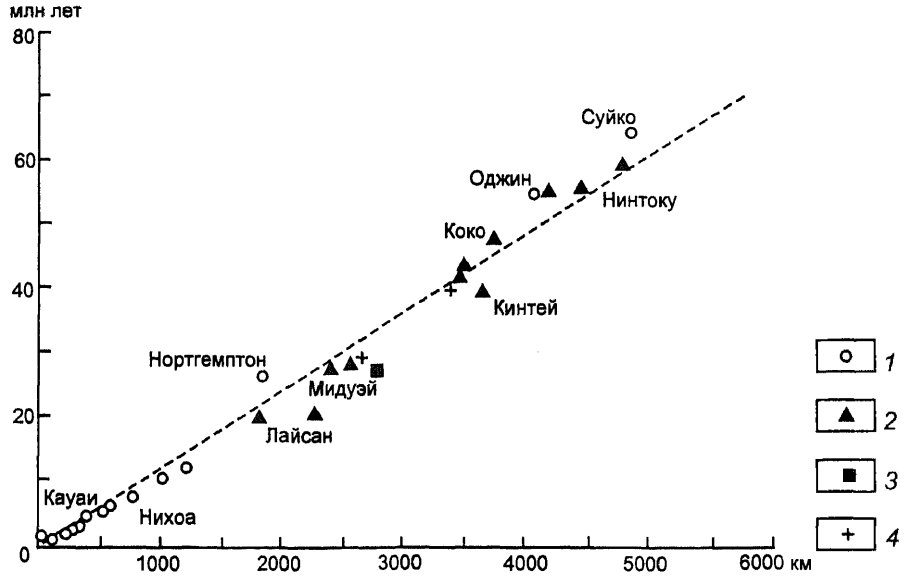


Рис. 15-10. Возраст вулканитов Гавайско-Императорской цепи как функция расстояния от вулкана Килауэа (по Г.Т.Дальримплю и др.)

1 – толеитовые лавы; *2* – щелочные лавы; *3* – постэрозионные лавы; *4* – находки ископаемой фауны; по оси ординат отложены K-Ar возрасты в млн лет, по оси абсцисс – расстояния от Килауэа в км

пей и последовательностью изменения их состава и морфологии аппаратов во времени – от толеитовых щитовых вулканов к экструзивным конусам и куполам со щелочно-базальтоидными вулканитами – дало основание большинству исследователей поддержать выдвинутую еще в 1963 г. Дж.Т.Вилсоном и развитую в 1972 г. Дж.Морганом именно на этом примере гипотезу «горячих точек» – мантийных струй (плюмов). Эта гипотеза вытеснила из литературы альтернативную гипотезу Г.Хесса – о разрастании разлома под влиянием внутриплитных напряжений и плавления мантии вдоль него.

Однако даже применительно к Гавайско-Императорской цепи представление о фиксированном магматическом очаге и «прошивании» мантийной струей движущейся над ним литосферной плиты встречает возражения, особенно в отношении связи вулканизма как Гавайского, так и Императорского хребтов с одной и той же горячей точкой, с одним и тем же плюмом. Одно из этих возражений основано на том, что, по палеомагнитным данным, гайот Суйко в период вулканической активности находился на 27° с.ш., в то время как широта о-ваГавайи, где сейчас предполагается существование «горячей точки» – 19° с.ш. Еще более серьезным представляется заключение И.Нортона о том, что никакого существенного изменения направления движения Тихоокеанской плиты в среднем эоцене на рубеже 43 млн лет, которое могло бы объяснить столь резкое (60°) изменение простирания Гавайского хребта по сравнению с Императорским, не происходило.

Кора под Императорским и особенно Гавайским хребтами заметно утолщена, до 14–18 км в последнем случае, в основном за счет 2-го слоя. При этом вулканическая нагрузка вызвала прогибание на периферии Гавайского свода.

В раструбе между Императорским хребтом и одноименным разломом на юге возвышается *поднятие Хесса*, одно из крупных внутриплитных поднятий – плато такого типа. Размеры этого поднятия в контурах 5-километровой изобаты в поперечнике превышают 1200 км, а его вершины поднимаются выше 4 км глубины. Склоны поднятия крутые, особенно южный, очевидно совпадающий с разломом. Другие разломы осложняют внутреннюю структуру поднятия, придавая ей блоковый характер. Мощность коры под поднятием более 17 км, из которых до 2,5 км приходится на осадочный слой, начинающийся с альбских отложений. Под ним, по данным бурения и драгирования, залегают щелочные базальты, а увеличение мощности коры по сравнению с нормальной океанской происходит за счет всех трех ее слоев.

Пространство между Императорским и Гавайским хребтами на востоке, Курило-Камчатским, Японским и Идзу-Бонинским желобами на западе и горами Маркус–Неккер на юге занято *Северо-Западной котловиной* океана. Ее ширина составляет >5300 км на юге, меридиональная протяженность ~3200 км, а глубина 5,6–5,8 км на севере и 6,5–6,9 км в приразломных желобах.

В центральной части котловины расположено *поднятие Шатского* (1200×300 км) – аналог поднятия Хесса, по длине сходное с последним, но несколько меньше по ширине. Его наиболее повышенная часть лежит на глубине 4–2 км; опять же, подобно поднятию Хесса, оно имеет блоковое строение и осложнено рифтовыми грабенами. Мощность коры под поднятием увеличена до 15 и даже 26 км против 7 км в окружающей котловине. Осадочный чехол, начинающийся мелководными карбонатами берриаса, имеет мощность в 1,2 км. Их подстилают базальты, так же возникшие в мелководных условиях.

Линейные магнитные аномалии в большей северо-западной части котловины к северо-западу и западо-юго-западу от поднятия Шатского простираются в востоко-северо-восточном направлении и их возраст удревняется в юго-юго-восточном направлении (рис.15-11). Эта система мезозойских аномалий от М1 и древнее получила название Японской. Другая система мезозойских аномалий, развитая к востоку и югу от поднятия Шатского, простирается в северо-северо-западном направлении, более или менее параллельно Гавайскому архипелагу и соответственно получила название Гавайской. Она удревняется в западном направлении. Допускается, что Японская система порождена осью спрединга Тихоокеанская плита/плита Изанаги (Кула), а Гавайская – осью спрединга Тихоокеанская плита/плита Фараллон. Поднятие Шатского образовалось, судя по рисунку магнитных аномалий (рис.15-12), вблизи тройного сочленения этих осей в интервале 149–124 млн лет т.н., т.е. между титоном и аптом.

На юге Северо-Западная котловина замыкается широкой и длинной (~4,5 тыс.км) полосой подводных вулканических гор, частично со срезанными вершинами – гайотов, частично достигающих уровня океана в виде рифов и атоллов. Это полоса протягивается от южного окончания Идзу-Бонинского желоба (горы Маркус) к середине Гавайского архипелага (о-в Неккер); отсюда ее общее название Маркус–Неккер, а ее восточная часть известна как Срединно-Тихоокеанские горы – Mid Pacific Mountains. С юга к ним примыкает подводный хребет Лайн (см. ниже).

Пробуренные на горах Мид-Пацифик скважины и материалы драгирования вершин гайотов показали, что горы эти, а вероятно, и вся система Маркус–Неккер создана длившимся 40–50 млн лет внутриплитным вулканизмом. В позднем мелу и кайнозое система испытывала нарастающее погружение, достигавшее 3 км.

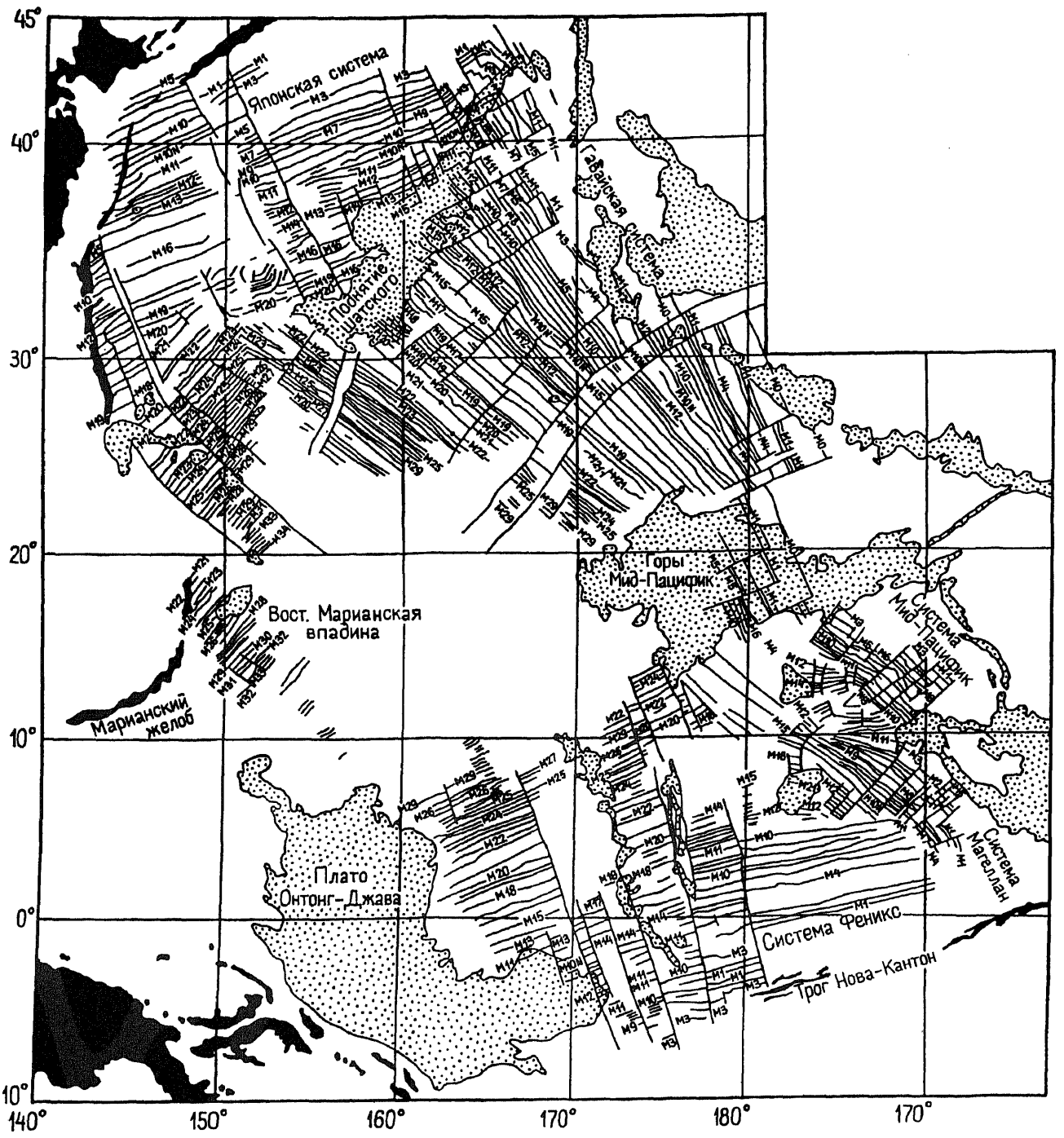


Рис. 15-11. Карта изохрон мезозойских магнитных аномалий северо-запада Тихого океана (по М.Наканиши и др.)

К югу от системы гор Маркус–Неккер, уже в пределах *Южного субсегмента*, лежит *Центральная котловина* Тихого океана глубиной около 5 и на ряде участков 6 км. Ее восточным ограничением служит подводный *хребет и архипелаг Лайн* огромной – 4500 км, протяженности и северо-северо-западного простирания. Он начинается на севере примерно в 900 км западнее южного окончания Гавайского хребта и как бы

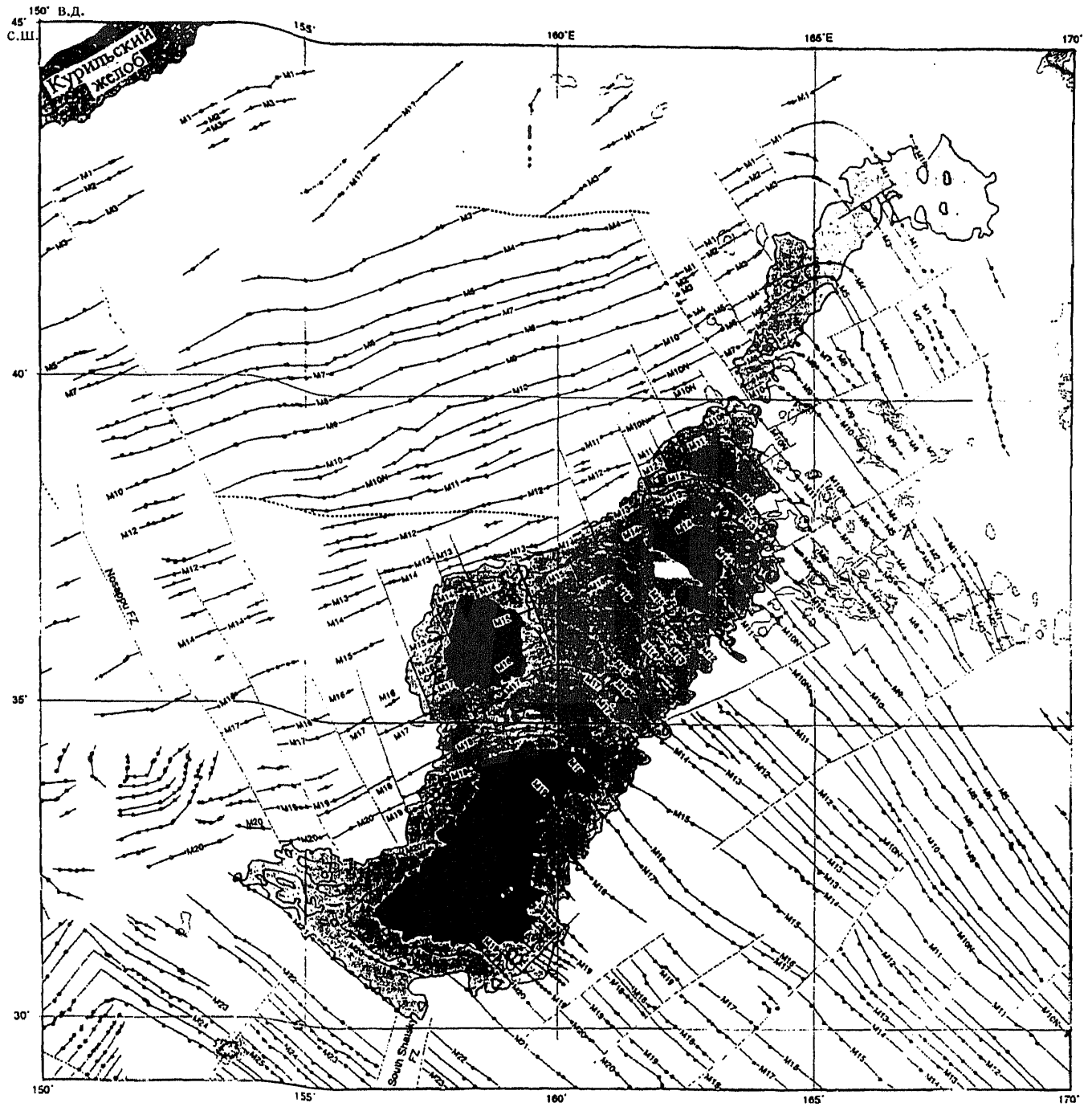


Рис. 15-12. Уточненная карта линейных магнитных аномалий вокруг поднятия Шатского (по М.Наканишти и др.)

Линии с точками – оси магнитных аномалий серии М, точки – пункты, где эти аномалии были идентифицированы, линии без точек – зоны разломов, пунктирные линии – возможные псевдоразломы, связанные с прорастанием рифтов

подставляет его в роли раздела между Северо-Западным и Северо-Восточным сегментами океана. На юге хр. Лайн почти смыкается с хр. Туамоту, лежащим уже у северной границы Южного сегмента океана. Хребет состоит из кулисообразно расположенных гряд вулканических построек, поднимающихся на севере на 3–4 км над смежными котловинами. Отдельные постройки увенчаны коралловыми рифами, в виде атоллов выступающими на поверхности океана. Драгирование некоторых подводных гор показало, что они сложены породами щелочно-базальтовой формации, а бурение выяснило, что вулканизм этот протекал в основном в среднем мелу и закончился в кампане, после чего началось общее опускание. Никаких признаков закономер-

ного изменения возраста вулканов на протяжении хребта, которое свидетельствовало бы о его образовании над «горячей точкой», пока не обнаружено.

Линейные магнитные аномалии между горами Мид-Пацифик и хребтом Лайн образуют самостоятельную систему от М0 до М10, лежащую на южном продолжении Гавайской, но несколько отличающейся от нее по простиранию. С востока к хр. Лайн подходят разломы-гиганты Молокаи (на его северном конце), Кларион (в средней части) и Клиппертон (на юге). Как бы продолжением последнего в южной части Центральной котловины служит *трог Нова-Кантон* востоко-северо-восточного простирания с глубинами более 8 км. Предполагается, что этот трог отвечает древней оси спрединга. Действительно, центральная часть котловины, к северу от этого трога, характеризуется хорошо выраженной системой параллельных этому трогу магнитных аномалий, от М1 на юге до М25 на севере. Система эта именуется системой Феникс, по архипелагу островов на западном продолжении трога Нова-Кантон.

На юго-востоке Центральной котловины возвышается до 2,8 км и менее *плато Манихики,* относящееся к категории внутриплитных вулканических поднятий с заметно утолщенной корой, порядка 20 км против 7 км в смежной части котловины. Бурением под нормальными осадками была вскрыта вулканогенно-обломочная толща баррем-альбского возраста, а под ней предполагается присутствие стандартного второго слоя океанской коры.

К северу от плато Манихики в Центральной котловине находится еще небольшое *Магелланово поднятие,* сопровождаемое на северо-востоке одноименным трогом. К северо-востоку от этого последнего поднятия выявлена самостоятельная и своеобразная система мезозойских магнитных аномалий, простирающихся в общем параллельно трогу, резко несогласно по отношению к более западной системе Феникс и в меньшей степени – к более северо-восточной системе Мид-Пацифик и обнаруживающая веерообразное расхождение к юго-востоку. Соотношение систем Магелланова и Феникс дало основание предполагать, что поднятия Манихики и Магелланово возникли, подобно поднятию Шатского, на тройном сочленении осей спрединга.

К западу от Центральной котловины, отделяясь от нее грядой островов – атоллов Маршалловых и Гилберт, лежит небольшая *котловина Науру*, примыкающая еще западнее к крупнейшему из поднятий такого рода плато Онтонг-Джава. Бурение в котловине Науру вскрыло под карбонатным в основном разрезом довольно мощную вулканогенно-осадочную толщу с участием силлов, покровов и гиалокластитов толеит-базальтового состава раннемелового возраста. Проходом между Маршалловыми и лежащими южнее Каролинскими островами котловина Науру сообщается с расположенной северо-западнее *Восточно-Марианской котловиной*, примыкающей на западе к краевому валу, ограничивающему Марианский желоб. Несмотря на относительно небольшие размеры (3×1,8 тыс.км) эта котловина обладает значительной, до 6,6 км, глубиной. Это обстоятельство, наряду с тем, что ее обрамляет с севера и востока наиболее древняя из установленных мезозойских магнитных аномалий – М29, подсказывало, что именно здесь можно было рассчитывать вскрыть бурением наиболее древнюю кору Тихого океана. И действительно, после нескольких неудачных попыток это удалось сделать в скважине 801 ODP, вскрывшей под альбскими турбидитами радиоляриты, низы которых были датированы батом–келловеем, а ниже скважина вошла в базальты. Рельеф Восточно-Марианской котловины осложнен еще присутствием крупной группы гайотов, известной как Магеллановы горы.

Как отмечалось выше, смежную с юго-востока котловину Науру на юго-западе ограничивает *плато Онтонг-Джава* западо-северо-западного простирания. Оно заслужило большого внимания, так как является самой крупной структурой подобного рода в Тихом, а вместе с плато Кергелен – и в Мировом океане, достигая в длину 1600 и в ширину 600 км и обладая корой мощностью до 42 км на юге и 25–30 км на севере при типично океанском ее строении. Плато венчается выровненной поверхностью, лежащей на глубине от 1,6–1,5 км на юге до 3,4–3,5 км на севере, над которой поднимаются отдельные вершины: часть из них представляет рифы или атоллы. Осадочный чехол имеет мощность до 1,5 км и в нижней части, разрез которой начинается аптом и заканчивается эоценом, сложен отложениями карбонатной платформы, а в верхней – более глубоководными илами. Под аптом скважиной были вскрыты толеитовые базальты с возрастом 110 млн лет.

На юге плато Онтонг-Джава отделяется прогибом – отмершим *Северо-Соломоновым желобом*, от островной дуги Соломоновых островов, относящейся уже к Меланезийской окраине Австралии. Северные острова этой дуги – Малаита и Санта-Изабель, обладают разрезом, сходным с разрезом плато Онтонг-Джава, но подошва осадочного чехла здесь имеет более молодой возраст – альб и маастрихт, соответственно.

На западе плато Онтонг-Джава отделено от смежной Восточно-Каролинской котловины (впадины Лира) крутым, очевидно, тектоническим уступом, вдоль которого происходит резкое уменьшение мощности коры – от почти 40 до 10 км. Подобный же характер носит, вероятно, переход от плато Онтонг-Джава к котловине Науру.

Восточно-Каролинская котловина представляет часть небольшой *Каролинской плиты* – совершенно особого структурного элемента ложа Тихого океана, промежуточного между ним и активной окраиной Азиатского и Австралийского материков. Плита эта имеет форму прямоугольника с длинной широтной стороной в 1600 км и более короткой меридиональной – 1300 км. Она ограничена с севера зоной разломов Сорол, отделяющей ее от Каролинского вулканического хребта, пограничного с Восточно-Марианской котловиной и сложенного кайнозойскими щелочно-базальтовыми вулканитами. Западное ограничение плиты образовано *желобами Яп* и *Палау*, а южнее *трогом Айю*, южное – *желобами Ново-Гвинейским* и *Западно-Меланезийским*, на востоке – *желобом Муссау*, окаймленными краевыми валами.

Основная площадь Каролинской плиты занята Западно- и Восточно-Каролинскими котловинами, разделенными *валом Эауripик*. В обеих котловинах выявлено существование древних осей спрединга востоко-северо-восточного простирания, выраженных узкими ложбинами-трогами, окаймленными симметрично расположенными линейными магнитными аномалиями А10–А12 (олигоцен). Тем самым доказывается подтвержденный и бурением гораздо более молодой возраст коры Каролинской плиты по сравнению с корой смежной части Тихого океана. Что же касается вала Эауripик, то он, скорее всего, возник над трансформным разломом, смещавшим субширотные оси спрединга, установленные в котловинах. Мощность коры увеличена под валом до >15 км против 6 км в котловинах. В современную эпоху Каролинская плита подвергается субдукции к югу под Индо-Австралийскую плиту в Новогвинейском желобе и под микроплиту моря Бисмарка в Западно-Меланезийском желобе и к востоку в желобе Муссау. От Филиппинской плиты на западе ее отделяет рифт Айю и своеобразные желоба Яп и Палау. Северное ограничение Каролинской плиты – разлом Сорол, сочетает черты рифта и левого сдвига. Таким образом, Каролинская плита смещается в настоящее время к востоку относительно Филиппинской и Тихоокеанской и к югу – относительно Индо-Австралийской плит.

15.4. Основные этапы и особенности развития

Долгое время бытовало мнение, что Тихий океан является древнейшим океаном нашей планеты и что его образование относится к глубокому докембрию, хотя реальных признаков такой древности ни в самом океане, ни в его обрамлении обнаружено не было. В работах автора данной книги приводились косвенные свидетельства, относящиеся к концу раннего – началу среднего протерозоя, но в настоящее время их следует признать утратившими значение. Реальные доказательства существования в области Тихого океана пространства с океанской корой появляются лишь начиная с позднего протерозоя и раннего палеозоя в виде офиолитов, обдуцированных на края смежных континентов – Австралии с Тасманией, Азии – в юго-восточном Китае, Японии, Корякском нагорье, Северной Америки – в горах Кламат на севере Калифорнии, Южной Америки – в Южных Андах. Более молодые офиолиты – средне- и позднепалеозойские и раннемезозойские, пользуются, естественно, еще большим распространением. Правда, точно не известно, принадлежат ли эти офиолиты открытому океану или его краевым морям, но это уже не меняет существа дела.

В начале 90-х годов возникло представление, изложенное в работах американцев И.Диэла и Р.Мурса и канадца П.Хоффмана, о том, что Тихий океан возник в середине или конце рифея, 800–700 млн лет т.н., в процессе распада созданного к концу среднего протерозоя в результате гренвильского орогенеза *суперконтинента Родиния*. В основу этого представления легло сходство разрезов среднего и верхнего протерозоя восточных окраин Австралии (система Аделаида) и Антарктиды и западных окраин Северной Америки (Канадские Кордильеры), в особенности распространенных и тут, и там на двух уровнях ледниковых образований (рис.15-13). Разрезы были истолкованы таким образом, что их нижняя, среднепротерозойская и частично верхнерифейская часть отвечает стадии континентального рифтинга, который затем сменился спредингом и формированием пассивных окраин как с австрало-антарктической, так и с североамериканской стороны. В дальнейшем эти представления получили палеомагнитное подтверждение. При этом предполагается, что раскрытие Тихого океана компенсировалось «захлопыванием» Мозамбикского океана, разделявшего Западную и Восточную Гондвану (рис.15-14). В последнее время предложена и другая трактовка условий и времени образования Тихого океана, изложенная ниже, в главе 16.

Итак, представляется вероятным, что Тихий океан, как, кстати, и другие океаны неогея – Япетус, Тетис, Палеоазиатский, зародился в позднем протерозое или самом начале кембрия и затем, с теми или иными изменениями продолжал существовать в палеозое и раннем мезозое. В период образования нового суперконтинента – вегенеровской Пангеи – он противостоял ей в качестве Панталассы, а реликтовый восточный Тетис представлял лишь его огромный залив; перед этим, в раннем и среднем палеозое другие океаны были, по существу, его апофизами.

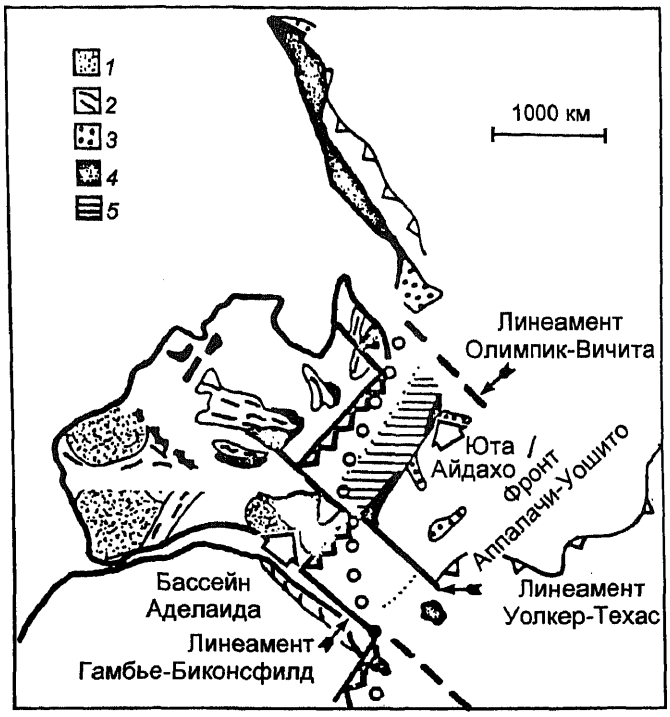


Рис. 15-13. Стыковка Лаврентии и Австралии в неопротерозое (по М.Брукфилду)

1 – архейские кратоны; 2 – среднепротерозойские орогены; 3 – то же, бассейны; 4 – позднепротерозойские бассейны; 5 – то же, метаморфиты

Документально история Тихого океана поддается восстановлению начиная с *ранней юры*, со 190 млн лет т.н., по данным анализа линейных магнитных аномалий, и более уверенно – со *средней юры*, со 160 млн лет т.н., с учетом и данных глубоководного бурения. Согласно реконструкции японских исследователей М.Наканиши, К.Тамаки и К.Кобаяши, в интервале 190–160 млн лет т.н. в области Тихого океана возникла наподобие микроплит в зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия (Пасхи и др.) небольшая вначале *Тихоокеанская плита* треугольной формы (рис.15-15), которая последовательно расширялась за счет отступания осей спрединга, отделявших ее от смежных плит. Этими последними были *плиты Изанаги* (будущая *Кула*) на западе, *Фараллон* на северо-востоке и *Феникс* (будущая *Антарктическая*) на юго-востоке. Такая конфигурация плит сохранялась в принципе в течение поздней юры и неокома, очевидно, с постепенным дальнейшим расширением Тихоокеанской плиты и отодвиганием остальных плит на периферию океана, где они подвергались субдукции – Изанаги–Кула под Северо-Восточную Азию, Фараллон под Северную, Феникс под Южную Америку, Австралию и Западную Антарктиду. При этом сама Тихоокеанская плита, вероятно, начала субдуцироваться под Австралию и Восточную Антарктиду, а ось спрединга, разделявшая плиты Фараллон и Феникс, – Алук, могла в *поздней юре* – неокоме пред-

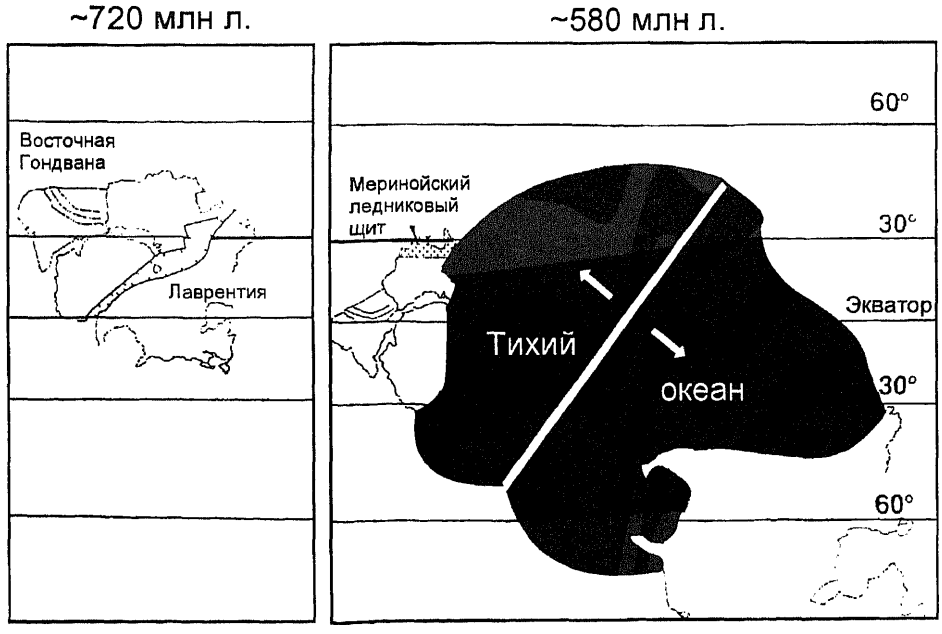


Рис. 15-14. Карта в Меркаторской проекции (по К. Мак Пауэллу)

Карта показывает палеоширотьі прото-Восточной Гондваны и Лаврентии: слева – 720 млн лет т.н. в начале распада Родинии, справа – в венде, ~580 млн лет т.н., примерно во время Меринойского и Айс Брук оледенения

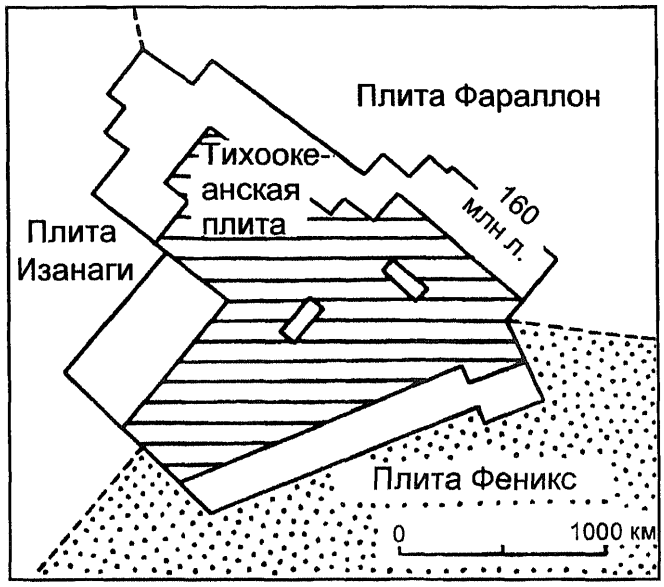


Рис. 15-15. Конфигурация Тихоокеанской плиты 160 млн лет т.н. (по М.Накапиши и др.)
Изохроны до 190 млн лет определены путем экстраполяции изохрон моложе 160 млн лет

ставлять западное продолжение оси спрединга Карибского бассейна и Центральной Атлантики.

Во второй половине *раннего* и первой половине *позднего мела*, главным образом в апт-туронскую эпоху спокойного магнитного поля произошли два очень важных события в истории Тихого океана. Одним из них явилась мощная вспышка мантийного магматизма, создавшего такие внутриплитные поднятия, как Хесса, Манихики, Магелланово, Онтонг-Джава и, возможно, Карибское на востоке океана (поднятие Шатского возникло раньше – в конце юры, вероятно, на тройном сочленении Изанаги–Пацифик–Фараллон), а также обширное поле внутриплитного вулканизма в западной части океана – «поднятие Дарвина», включающее систему Маркус–Неккер, архипелаги Маршалловых островов, о-вов Гилберт и др. Это событие, несомненно, не просто тихоокеанского, а глобального значения, приписывается после работы Р.Ларсона действию поднявшегося с границы мантия–ядро суперплюма, создавшего здесь целое «горячее поле», по выражению Л.П.Зоненшайна и М.И.Кузьмина.

Не менее, если не более важным событием середины мела явилась кардинальная реорганизация системы литосферных плит в области Тихого океана. Главное заключалось в возникновении мощной спрединговой системы, породившей Южно- и Восточно-Тихоокеанские поднятия и кору Северо-Восточного и Южного сегментов океана и отмирании других осей спрединга, функционировавших на юрско-неокомском этапе. Одновременно произошло проникновение Южно-Тихоокеанской оси спрединга в пространство между Австралией и Антарктидой, приведшее к соединению через это пространство Тихого океана с Индийским, а вскоре последовало образование вдоль побочной меридиональной оси спрединга Тасманова моря с обособлением микроконтинентов Лорд-Хау, Норфолк и Новой Зеландии с плато Кемпбелл – Четем. Новообразование Тасманова моря послужило началом формированию системы окраинных морей, островных дуг и глубоководных желобов вдоль тихоокеанской окраины Азии и Австралии, продолжавшемуся затем в течение всего кайнозоя и распространявшемуся в общем с юга на север. Между тем на противоположной окраине Тихого океана в течение позднего мезозоя шел обратный процесс причленения островных дуг к континенту и «закрытия» окраинных морей, приведший уже к середине позднего мела к образованию единой зоны субдукции и окраины андского типа вдоль всей американской периферии океана и, в частности, к обособлению Карибской плиты.

Так же одновременно с образованием в Тихом океане единой магистральной системы спрединга должна была возникнуть и система перпендикулярных к ней трансформных разломов, в том числе разломов-гигантов Северо-Восточной котловины океана.

В *кайнозое* сложившийся в конце мела план расположения литосферных плит претерпел определенные изменения. Одно из наиболее существенных заключалось в появлении на севере океана Алеутской зоны субдукции, вероятно, вдоль одного из трансформных разломов, поперечных к оси Кула – Фараллон. Это привело к поглощению к началу *эоцена* и самой плиты Кула и оси Кула – Фараллон (западная часть плиты Кула субдуцировалась под Корякию).

Следующее крупное событие произошло в начале *олигоцена* и выразилось в том, что Восточно-Тихоокеанский спрединговый хребет пришел в косое столкновение с окраиной Северной Америки в районе Калифорнии и Нижней Калифорнии, между разломами Мендосино и Клиппертон, и в конце *миоцена* ось спрединга скачкообразно переместилась к востоку, образовав Калифорнийский залив. Это привело к тому, что Калифорния и Калифорнийский полуостров вошли в состав Тихоокеанской плиты, плита Фараллон оказалась расчлененной и ее северная часть распалась на микроплиты Горда, Хуан-де-Фука и Эксплорер. Южная же часть оказалась в позднем олигоцене расчлененной широтной Галапагосской осью спрединга на плиты Кокос и Наска. Последняя приобрела самостоятельность после образования в среднем миоцене Западно-Чилийской оси спрединга, унаследовавшей от позднего ме-

зозоя значение границы плит Фараллон и Феникс. Уже в самом начале палеогена произошло разделение плит Антарктической и Феникс благодаря образованию между ними оси спрединга общего меридионального простирания, соединявшейся на севере с осью Пацифик/Фараллон, а на юге с зоной субдукции плиты Феникс под Антарктическую плиту, существовавшую по крайней мере с середины мела. Эта ось спрединга постепенно смещалась к востоку, пока не начала погружаться вдоль зоны субдукции под Западную Антарктиду. Одновременно происходило отмирание зоны субдукции к западу от ее пересечения с осью спрединга и сокращение площади плиты Феникс, известной также как плита Алук. К настоящему времени сохранился лишь небольшой реликт этой плиты и зоны субдукции против самой северной части Антарктического п-ова и Южно-Шетландских о-вов. Но в конце олигоцена (27 млн лет т.н.) ось спрединга Антарктика/Феникс проникла за разлом Шеклтона, создав пролив Дрейка между Южной Америкой и Антарктидой и глубоководную систему моря Скотия.

Вдоль своей юго-западной окраины Тихоокеанская плита вплоть до раннего эоцена подвергалась субдукции под Австралийскую (первоначально Австрало-Антарктическую) плиту, отделявшуюся до этого времени от Индийской осью спрединга, возможно, соединявшейся первоначально с осью спрединга Пацифик/Кула. Вдоль этой периавстралийской зоны субдукции развивалась система глубоководных желобов (ныне реликтовых). С субдукцией здесь сочетались левосдвиговые перемещения Тихоокеанской плиты относительно Индо-Австралийской. К северу от западных желобов этой системы в олигоцене возникла широтная ось спрединга, породившая Каролинскую плиту. Между тем в тылу данной системы образовалась цепочка вулканических дуг и окраинных морей от Новогвинейского до Соломонова. К тому же времени прекратилось раскрытие сначала Тасманова (в палеоцене), а затем и Кораллового (в эоцене) морей.

Несколько позднее произошел перескок зоны конвергенции Тихоокеанской и Индо-Австралийской плит к югу от этой полосы вулканических дуг и окраинных

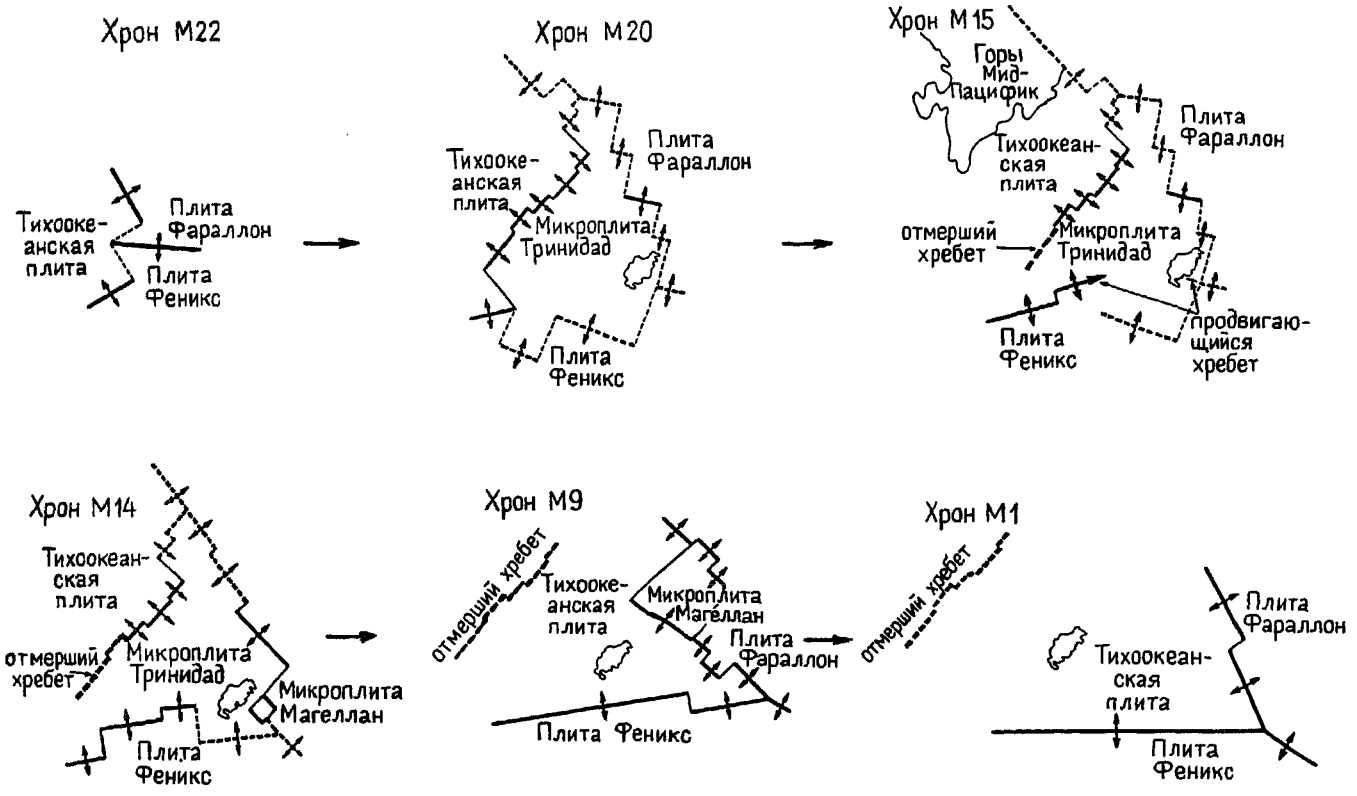


Рис. 15-16. Реконструкция тройного сочленения Пацифик–Фараллон–Феникс от поздней юры до раннего мела (по М.Накаиши, Е.Винтереру)

Жирные линии – спрединговые хребты данного времени, тонкие линии – трансформные разломы, пунктиром показаны гипотетические спрединговые хребты или трансформные разломы, жирный пунктир – древние спрединговые хребты, намеченные по гравитационным аномалиям

морей с образованием новой зоны субдукции, теперь уже направленной под Тихоокеанскую плиту и, соответственно, новой системы глубоководных желобов. Но восточнее, вдоль дуги Тонга–Кермадек, Тихоокеанская плита продолжала погружаться под Индо-Австралийскую плиту.

В течение почти всего кайнозоя продолжалось и сближение продвигавшейся к северо-западу (в связи с отодвиганием от Антарктиды) Австралии с юго-восточной активной окраиной Евразии, приведшее к отделению Тетиса, а затем Индийского океана от Тихого к северу от Австралии, что компенсировало спрединг к югу от нее, между этим континентом и Антарктидой. Это повлекло за собой, в конечном счете, надвигание Зондско-Бандской дуги на пассивную окраину Австралии и к столкновению островных дуг Филиппин–Западного Сулавеси и Восточного Сулавеси–Хальмахеры в районе Молуккского моря.

В миоцене в основном (исключение – трог Окинава в Восточно-Китайском море) закончилось начавшееся в эоцене формирование системы окраинных морей, островных дуг и глубоководных желобов вдоль западной, азиатской периферии Тихого океана.

Наряду с кратко охарактеризованными выше крупномасштабными изменениями структурного плана Тихого океана в кайнозое заслуживают упоминания более маломасштабные, но примечательные перестройки, которые за это время испытала основная спрединговая система океана – Восточно-Тихоокеанская (вместе с ее побочными ветвями). Они заключались в прорастании (проградации) осей спрединга и их перескоках, что в сочетании с развитием трансформных разломов привело к обособлению микро-, или «миниплит» (см. рис.15-5), расположенных в узлах тройных сочленений –Галапагосского, Чилийского, или на пересечении с крупными трансформами – о-ва Пасхи в частности. В настоящее время вдоль ВТП выделяется несколько таких микроплит – Галапагосская, о-ва Пасхи, Хуан-Фернандес, Фрайдей. Поперечник этих микроплит составляет первые сотни километров (о-ва Пасхи – 400 км). Все они молодые, образованные начиная с конца миоцена. Аналогичный случай представляет образование микроплиты Чинук в северной части океана в сеноне–эоцене. К этой же категории относится, по существу, образование микроплит Тринидад и Магеллан в будущей Центральной котловине океана в интервале титон–готерив (рис.15-16). Выше также отмечались крупные перескоки оси спрединга ВТП, имевшие место в течение миоцена – севернее Галапагосского тройного сочленения на восток, южнее этого сочленения на запад.

Итак, структурный план Тихого океана претерпел с начала юры достаточно сложную эволюцию, более сложную, чем Атлантика или Индийский океан, что неудивительно, принимая во внимание его огромные размеры. Основные переломные моменты этой эволюции были общими для всех океанов, как будет показано в следующей главе.

Литература

Левин Л.Э., Разваляев А.В., Мерклин Л.Р. Тектоника и геодинамическая эволюция поднятия Шатского, модель 1995 г. // Докл. РАН, 1997, т.356, №4, с.504

Пущаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992, 263 с.

Burrett C.A., Berry R. Proterozoic Australia-Western United States (AUSWUS) fit between Laurentia and Australia // Geology, 2000, v.28, p.103-106. Discussion Geology, v.28, p.863-864

Collot J.-Y., Delteil J., Herzer R.H. et al. Some imaging reveals new plate boundary structures offshore New Zealand // EOS, 1995, v.76, №1, p.1-5

Cande S.R., Raymond C.A., Stock J., Haxby W.F. Geophysics of the Pitman fracture zone and Pacific / Antarctic plate motions during the Cenozoic // Science, 1995, v.270, p.947-953

Fujiwara T., Tamaki K., Fujimoto H. et al. Morphological study of the Ayu Trough, Philippine Sea-Caroline Plate boundary // Geophys. Res. Lett., 1993, v.22, №2, p.109-112

Gladczenko T.P., Coffin M.F., Eldholm O. Crustal structure of the Ontong-Java Plateau: Modelling of new gravity and existing seismic data // J. Geophys. Res., 1997, v.102, №B10, p.22.711-22.729

Larson R.L. Superplumes and ridge interactions between Ontong Java and Manihiki Plateaus and the Nova-Canton Trough // Geology, 1997, №9, p.770-782

Lebrun J.-F., Karner G.D., Collot J.-Y Fracture zone subduction and reactivation across the Puysegur ridge trench system, southern New Zealand // J. Geophys. Res., 1998, v.103, №B4, p.7283-7313

Lodilo E., Coren F. A Late Miocene plate boundary reorganization along the westermost Pacific-Antarctic ridge // Tectonophys., 1997, v.274, p.295-305

Martinez F., Hey R.N., Johnson P.D. The East ridge system 28,5°–32° East Pacific Rise: implications for overlapping spreading center development // Earth Planet. Sci. Lett., 1997, v.151, p.13-31

McNutt M.K., Caress D.W., Reynolds J. et al. Failure of plume theory to explain midplate volcanism in the Southern Austral Islands // Nature, 1997, v.389, p.479-483

Nakanishi M., Tamaki K., Kobayashi K. Magnetic anomaly lineations from Late Jurassic to Early Cretaceous in the west-central Pacific Ocean // Geophys. J. Int., 1992, v.109, p.701-719

Norton I.O. Plate motions in the North Pacific: The 43 Ma nonevent // Tectonics, 1995, v.14, p.1080-1094

Royer J.-Y., Rollet N. Plate tectonic setting of the Tasmanian region // Austr. J. Earth Sci., 1997, v.44, p.543-560

Sichoix L., Bonneville A., McNutt M.K. The seafloor swells and Superswell in French Polynesia // J. Geoph. Res., 1998, v.103, №B11, p.27.123-27.133

Spence G.D., Long D.T. Transition from oceanic to continental crustal structure: seismic and gravity models at the Queen Charlotte transform margin // Lithos., v.26, p.191-221

Tebbens J.F., Cande S.C. Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to Present // J. Geophys. Res., 1997, v.102, №B6, p.12.061-12.084

Tebbens S.R., Cande S.C., Kovacs L. et al. The Chile ridge: A tectonic framework // J. Geophys. Res., 1997, v.102, №B6, p.12.035-12.059

Vallier T.I., Deam W.E., Rea D.K., Thiede J. Geologic evolution of Hess Rise, central North Pacific Ocean // GSA Bull., 1993, v.94, №11, p.1289-1307

Глава 16

ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

История формирования современной земной коры и ее структуры поддается восстановлению лишь начиная с 4,0 млрд лет т.н., поскольку первые ~600 млн лет ее эволюции остаются недокументированными горными породами, сохранившимися на поверхности Земли. Лишь находка обломочных цирконов с возрастом 4,2–4,3 млрд лет в Западной Австралии и изотопно-геохимические данные позволяют подозревать, что образование континентальной коры началось не позднее этой даты, но, скорее всего, эта наиболее ранняя сиалическая кора оказалась полностью переработанной или поглощенной в мантии.

16.1. Архей – переход от плюм- к плейт-тектонике?

Значительно больше повезло *раннеархейской* континентальной коре, образованной в интервале 4,0–3,5 млрд лет т.н. Ее реликты обнаружены в ряде регионов Земли – в Северной Америке на западе (Слейв), юге (Миннесота) и востоке (Лабрадор) Канадского щита, в юго-западной Гренландии, на Китайско-Корейском щите, в Западной Австралии, в Восточной Антарктиде. Это уже само по себе позволяет допустить, что процесс сиалического корообразования уже в раннем архее получил значительное развитие и что на более глубоком коровом уровне породы этого возраста могут и в настоящее время иметь большее распространение. Известно вместе с тем, что раннеархейские сиалические породы обладают некоторой спецификой по сравнению с более поздними и принадлежат к так называемой ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиорит)-ассоциации, характеризующейся преобладанием в составе щелочей натрия над калием. Кроме этих натровых гранитоидов в раннеархейских комплексах, как показывает гренландский пример, присутствуют базальтоиды и железистые кварциты, что уже напоминает более поздние зеленокаменные пояса. Происхождение самой ТТГ-ассоциации остается спорным – она может являться продуктом субдукции, но в форме, несколько отличной от современной (полное плавление слэба), либо взаимодействия мантийного плюма с ранее образованной корой.

В *среднем архее* уже получили распространение гранит-зеленокаменные области, три из которых наиболее полно сохранились в современной структуре континентов – это эократоны Каапвааль (Южная Африка), Пилбара (Западная Австралия) и Среднеприднепровский блок Украинского щита с северным погребенным продолжением в Воронежском массиве. Эти области, особенно последние две, по своему структурному плану отличаются от позднеархейских областей того же типа. В них зеленокаменные толщи не образуют линейных поясов, а заполняют синформные промежутки между куполовидными поднятиями разделяющих их гранитоидов. Возраст наиболее древних из последних оказывается близким к возрасту пород основания зеленокаменных толщ и это затрудняет решение вопроса о характере субстрата, на котором эти толщи закладывались – была ли это протоконтинентальная кора ТТГ-типа или океанская кора? Во всяком случае, среднеархейские гранитоиды еще относятся к тому же типу и вопрос о способе их образования и, следовательно, о стиле среднеархейской геодинамики – плюмтектоника, сагтектоника (проседание участков аккумуляции вулканитов и их переплавление) или плейттектоника с субдукцией – остается, по существу, открытым.

В *позднем архее* число сохранившихся до наших дней гранит-зеленокаменных областей резко возрастает, а их природа становится более очевидной, хотя все же оставляет место для различных суждений. Позднеархейские гранит-зеленокаменные области слагают крупные блоки в составе Канадско-Гренландского щита и их продолжение в Скалистых горах, восточную половину Балтийского щита, Приазовский блок Ук-

раинского щита и его продолжение в Воронежском массиве, большую часть площади Сибирского, Китайско-Корейского и Индостанского кратонов, эократон Сан-Франсиску в фундаменте Южно-Американской платформы, значительные участки фундамента Африканской платформы, в том числе классический эократон Зимбабве и другие, крупные участки Западно-Австралийской платформы, включая другой классический эократон – Йилгарн, наконец, Восточно-Антарктической платформы.

Всюду в этих областях квазилинейные синформные, но, как теперь выясняется, весьма сложного, чешуйчато-надвигового внутреннего строения зеленокаменные пояса (ЗКП) разделены полями гранитов и гранито-гнейсов, большей частью более молодых, чем нижние части разрезов этих поясов. Однако в отношении значительной части поясов можно утверждать, что они закладывались на более древнем сиалическом (ТТГ) субстрате – об этом свидетельствует либо прямое налегание на последний с конгломератами в основании (Зимбабве), либо присутствие в низах разреза кварцитов (Индия). Очевидно, что в этих случаях заложение зеленокаменных поясов должно было протекать в условиях рифтинга. Последний мог затем переходить в спрединг, причем полирифтинг – в рассеянный спрединг типа наблюдаемого в настоящее время в Северном море Фиджи. Кратковременность существования многих осей спрединга не исключает некоторой разновременности их развития в деталях, включающую миграцию в определенном направлении, как это установлено в Карелии, в блоке Сьюпириор в Канаде, в блоке Йилгарн в Австралии (современный аналог – Тирренское море).

Многочисленные оси спрединга могли образовывать тройные сочленения или пересекаться трансформными разломами, а в узлах этих сочленений и пересечений могла активно проявляться деятельность плюмов. Вообще позднеархейская ситуация, скорее всего, характеризовалась широким переплетением плюм- и нарождавшейся плейт-тектоники.

Как известно, вулканиты низов разреза гранит-зеленокаменных областей отличаются содержанием, кроме толеитовых базальтов, близких к MORB, мафитов и ультрамафитов сильно повышенной магнезиальности – коматиитов, свидетельствующих об особых условиях мантийного плавления – повышенной температуре и/или повышенном содержании воды в мантии. Более кислые вулканиты, залегающие стратиграфически выше в разрезе ЗКП, обнаруживают сходство с фанерозойскими островодужными образованиями и, соответственно, чаще всего рассматриваются как возникшие в условиях субдукции. Однако обращает на себя внимание редкость настоящих андезитов в разрезах ЗКП и преобладающая бимодальность их состава; это указывает на определенные отличия от стандартных субдукционных обстановок.

Позднеархейские гранитоиды принципиально отличаются от гранитоидов ТТГ-ассоциации; это уже нормальные K-Na гранитоиды. Они рассматриваются как продукт внутрикорового плавления. К концу архея мощность континентальной коры достигла значений, характерных для фанерозойских континентальных платформ и произошло ее разделение на верхнюю и нижнюю части; последняя отличалась, очевидно, более основным составом за счет удаления компонентов, ушедших на формирование гранитоидов, и метаморфизмом, достигшим гранулитовой ступени (наиболее древние гранулиты имеют возраст 3,4 млрд лет).

В позднем архее кроме преобладающих гранит-зеленокаменных областей появляются гранулит-гнейсовые пояса, продолжающие развиваться в протерозое – Лимпопо, Западный гнейсовый пояс Австралии, Беломорский пояс Балтийского щита. Подобно зеленокаменным поясам, они возникают в условиях растяжения, а заканчивают свое формирование в обстановке сжатия, еще более интенсивного, чем в ЗКП. Последние на заключительной стадии превращаются в складчато-покровные горные сооружения, о чем свидетельствует грубообломочный молассоидный или даже моласовый характер осадков верхов разреза ЗКП – тимискамин Канады, моодис и шамвай Южной Африки, залегающих несогласно на более древнем выполнении поясов.

К концу архея начиная с 2,8 млрд лет некоторые участки будущих континентов уже испытывают кратонизацию, о чем свидетельствует накопление в их пределах осадочного чехла – Понгола в Южной Африке, Хаммерсли в Западной Австралии. Впадины, выполненные этими осадками, возникают в условиях рифтинга и их формирование сопровождается толеит-базальтовым магматизмом, вполне напоминающим траповый магматизм более позднего времени.

Рубеж архея и протерозоя, проходящий на уровне ~2,5 млрд лет т.н., является одним из важнейших рубежей в истории Земли, хотя произошедшие на этом рубеже изменения начались еще раньше, как мы видели, начиная с 2,8 млрд лет т.н.

В частности, имеются серьезные основания предполагать, что широко проявившиеся в позднем архее деформации сжатия, региональный метаморфизм и гранитизация привели к образованию на исходе архея первого в истории Земли суперконтинента – Пангеи 0. Об этом свидетельствует, прежде всего, тот факт, что архейские образования имеют достаточно широкое распространение не только в пределах эпиархейских эократонов, но и за их пределами, в составе областей более поздней кратонизации (Трансгудзонский пояс Канадского щита и др.). Далее, границы эпиархейских

блоков повсеместно разломные и явно вторичные, поскольку они несогласно секут внутреннюю структуру этих блоков. Наконец, об этом говорит преобладание денудационных равнин на поверхности континентов в начале протерозоя.

16.2. Ранний и средний протерозой – тектоника малых плит

Возникший к началу протерозоя суперконтинент вскоре стал подвергаться деструкции, о чем свидетельствует широкое распространение роев основных даек. Эта деструкция достигла своего максимума, вероятно, в интервале 2,2–2,0 млрд лет т.н., когда окончательно обособились континентальные блоки на кристаллическом архейском фундаменте (рис.16-1). Число таких блоков более 30, а их поперечник составлял до 1000 км, реже больше, поэтому справедлива характеристика *раннего протерозоя* как эры малых плит. На поверхности многих таких блоков уже с начала протерозоя шло накопление осадочного чехла, происходившее в условиях озерно-аллювиальных равнин или мелкого моря, с преимущественным накоплением кварцитов (за счет размыва кристаллического фундамента) и карбонатов; последние в большей степени представляют строматолитовые биостромы. Знаменательно появление тиллитов. Наряду с осадочными породами в разрезе чехла часто присутствуют продукты траппового магматизма. Мощность разрезов чехла нередко измеряется многими километрами, но залегание пологое, а метаморфизм обычно не выходит за пределы зеленосланцевой ступени. В некоторых регионах в осадочный чехол внедрены гранито-гнейсовые купола и плутоны гранитоидов – в Удоканской впадине на Алданском щите в Сибири, во впадине Хаммерсли в Западной Австралии; это продукты ремобилизации архейского фундамента под мощным слаботеплопроводным чехлом.

Подвижные системы, разделявшие в раннем протерозое протоплатформенные блоки, несомненно, возникали в условиях рифтинга и отличались ярко выраженной линейностью, протягиваясь на многие сотни и более тысячи километров, и хорошо проявленной поперечной зональностью строения. Их внешние зоны были вполне аналогичны современным пассивным ок-

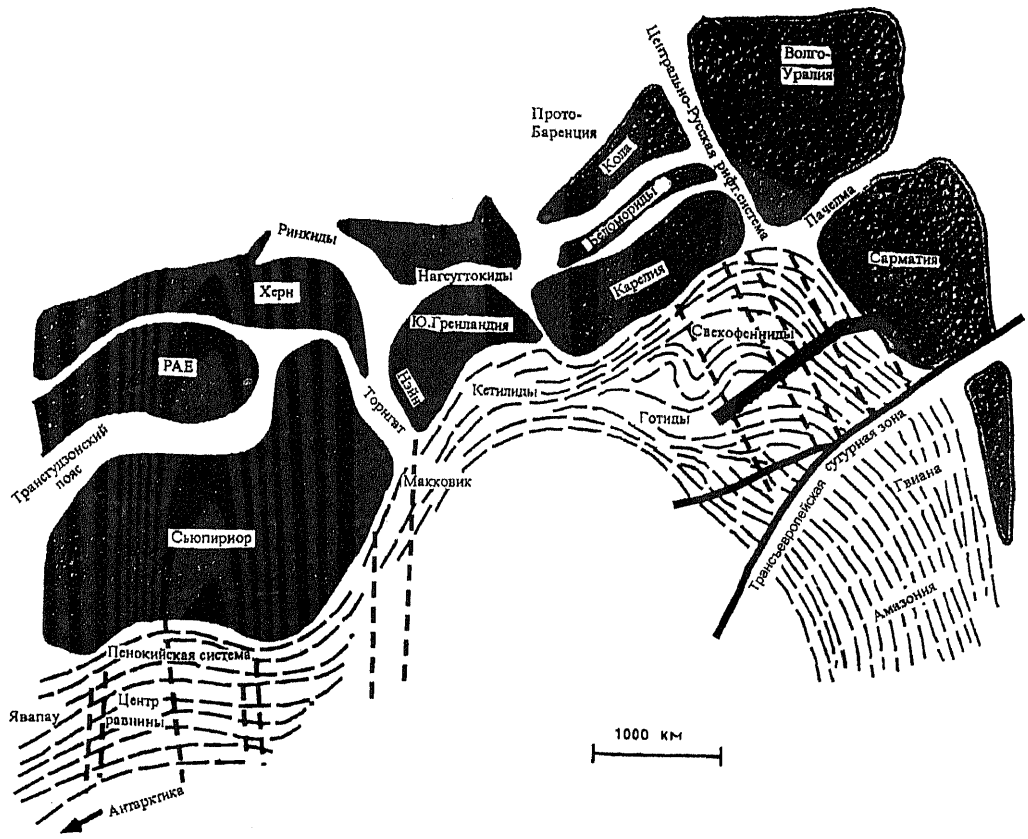


Рис. 16-1. Ансамбль эпиархейских блоков (плит) континентальной коры (черная заливка) и раннепротерозойских подвижных поясов (штриховка), возникший к концу раннего протерозоя (по С.Богдановой и Р.Горбачеву)

раинам континентов, что особенно хорошо видно на примере Канадского щита. Внутренние зоны отличались относительной глубоководностью, о чем свидетельствует распространение турбидитов и темных пелитов. Судить о типе этих бассейнов и особенно о типе подстилавшей их коры в большинстве случаев затруднительно. Лишь в отношении Трансгудзонского пояса Северной Америки имеются палеомагнитные данные, указывающие на весьма значительную, порядка 3 тыс. км ширину, но в других случаях она могла быть существенно меньше и не выходить за пределы точности палеомагнитных определений (~0,5 тыс. км). Офиолиты – показатели спрединга и океанского типа коры – известны лишь в нескольких раннепротерозойских подвижных системах – в Свекофеннской системе Балтийского щита, в Трансгудзонской системе Канадского (офиолиты Кейп-Смит на п-ове Унгава), в Северо-Сингбумской и Араваллийской системах Индостана. О проявлении субдукции могут свидетельствовать кислые вулканиты и особенно гранитные батолиты; последние присутствуют в Трансгудзонской, Лабрадорской и Уопмей системах Канадского щита, в Свекофеннидах Балтийского щита.

Таким образом, в подвижных системах раннего протерозоя обнаруживается уже почти полный набор признаков плитно-тектонических процессов, за исключением метаморфитов высокого давления – низкой температуры, которые, впрочем, могут быть замещены здесь более высокотемпературными эклогитами. Но некоторые, а возможно и многие системы могли обладать ограниченной шириной и подстилаться корой не океанского, а переходного типа, как это предполагается в частности для Австралии. Заключительные деформации этих систем могли быть связаны не с субдукцией и коллизией, а носить отраженный, телеорогенный характер и быть опосредованно связанными с последними процессами в «настоящих» коллизионных орогенах.

В структурном отношении раннепротерозойские орогены также весьма сходны с более молодыми. Особенно это касается внешних зон, осадочный комплекс которых нередко сорван с фундамента, смят в складки и надвиги с вергентностью, направленной к форланду, на котором закладываются молассовые передовые прогибы. Все это, опять-таки, наиболее типично выражено в пределах Канадского щита.

Появившиеся в архее гранулито-гнейсовые пояса продолжали развиваться в раннем протерозое – Лимпопо, Лапландский (наследник Беломорид); к ним добавились новые – Становой в Сибири, Восточно-Гатский в Индостане, Вегенер-Моусонский в Антарктиде.

Процессы регионального метаморфизма и гранитизации охватили к концу раннего протерозоя (1,9–1,7 млрд лет) обширные площади, в том числе и многие сложенные архейской корой блоки (Алданский щит, Восточная Антарктида и многие другие). В итоге был создан, в основном или в значительной степени, фундамент будущих древних платформ: Северо-Американской (кроме Гренвильского пояса и юга Мидконтинента), Восточно-Европейской (кроме Свеконорвегид), Сибирской, Китайско-Корейской. Бóльшую подвижность сохранили платформы будущей Гондваны, особенно Западной (Южная Америка, Африка).

С еще большим основанием, чем для конца архея, можно предполагать образование в конце раннего протерозоя нового суперконтинента – Пангеи-I, или Мегагеи Г.Штилле; Дж.Пайнер называет его Палеопангеей. Подтверждением существования такого суперконтинента служит резкое преобладание континентальных условий в начале среднего протерозоя (ранний рифей, по принятой в России терминологии).

Вообще же *среднепротерозойский* (ранне- и среднерифейский) этап развития земной коры в значительной мере в силу указанных причин остается недостаточно освещенным. Главная проблема, касающаяся содержания этого этапа, состоит в том, существовал ли непрерывно на протяжении этого этапа, т.е. между 1,7 и 1,0 млрд лет т.н., возникший к его началу суперконтинент, или же он сначала распался, подобно его предшественнице Пангее 0, а затем вновь образовался на рубеже среднего и позднего протерозоя, в гренвильскую эпоху. В пользу первой версии говорят два обстоятельства: во-первых, указанное выше решительное преобладание континентальных и морских эпиконтинентальных обстановок и, во-вторых, крайняя скудость находок офиолитов (Гренвильский пояс, северо-восток Зимбабве и Наталь в Южной Африке, Делийская система в Индии, возможно Енисейский кряж в Сибири). Эти находки все же подкрепляют вторую версию, наряду с широким развитием в раннем рифее вулканоплутонических поясов андского типа – на западной окраине Балтийского щита – Трансскандинавский пояс, на юге Северо-Американской и западе Южно-Американской платформ, Акитканский на юге Сибирского кратона и др. Правда, эти пояса, особенно американские, можно трактовать как краевые по отношению ко всему суперконтиненту (см. рис.16-1).

Но в раннем рифее еще продолжали свое активное развитие некоторые раннепротерозойские подвижные системы. Это наблюдалось в Индостане, где Араваллийская система с некоторым смещением к северо-западу сменилась Делийской, в Австралии – система Маунт-Айза и массивы Аранта и Масгрейв в центре материка. В экваториальной Африке возникла энсиалическая система Кибарид–Ирумид.

Но в целом для внутренних районов северного ряда древних платформ были характерны процессы континентального рифтинга. Сложные системы таких риф-

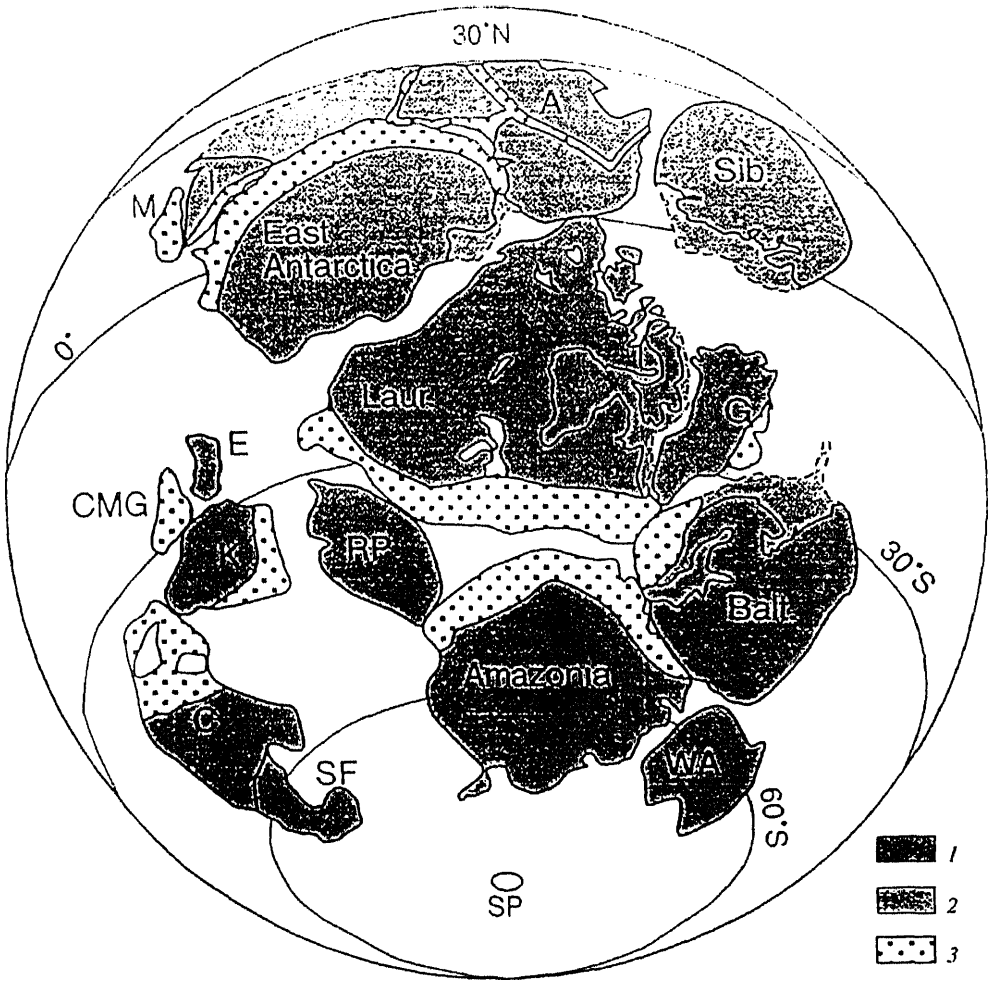


Рис. 16-2. Предлагаемая реконструкция Родинии (по А.Вейлу и др.)

В реконструкции все кратоны показаны повернутыми относительно Лаврентьевского палеополюса на дату 1010 млн лет т.н. Показано вращение континентов в соответствии с положением их эйлеровых полюсов (табл.2 в работе А.Вейла и др., 1998). Гренвильские орогенические пояса (черные точки – по П.Хоффману, 1991). Неопределенности в положении кратонов могут достигать 15°. *1* – континентальные ядра; *2* – континентальные шельфы; *3* – гренвильские орогены. Amazonia – Амазонский кратон; A – Австралийский кратон; Balt – кратон Балтика (Фенноскандия); C – кратон Конго; CMG – Земля Котса – Королевы Мод – Грюнехога; Sib – Сибирь; G – Гренландия; WA – Западная Антарктида; RP – Рио-Плата; K – Калахари; Laur – Лаврентия; E – блок гор Элсуорта; SF – Сан-Франсиску

тов образовались в пределах Восточно-Европейской, Сибирской, Китайско-Корейской платформ; в Северной Америке началось образование рифтовой системы Белт-Перселл в будущих Кордильерах, а несколько позднее – рифтовой системы Мидконтинента с ее мощно проявленным магматизмом. Процессы эти затронули и будущую Гондвану; примером может служить рифт Баттен в Северной Австралии.

По почти всеобщему убеждению, после завершения деформаций, магматизма и метаморфизма гренвильской эпохи на рубеже среднего и позднего протерозоя возник (или восстановил свое единство?) суперконтинент, получивший название *Родиния*. Реконструкции Родинии, основанные на прослеживании поясов гренвильского орогенеза и палеомагнитных данных, пока неоднозначны. В 90-е годы получила почти всеобщее признание гипотеза SWEAT, выдвинутая Э.Мурсом, П.Хоффманом и И.Диэлом. Новейший вариант, соответствующий реконструкции Родинии, приведен на рисунке 16-2. Однако в самое последнее время появилась альтернативная реконструкция Дж.Пайпера, назвавшего неопротерозойский суперконтинент Палеопангеей (рис.16-3). В реконструкции Дж.Пайпера к Лаврентии с запада примыкает Сибирь, а не Австралия, и вообще не требуется столь большого последующего разворота континентальных блоков, как в реконструкциях

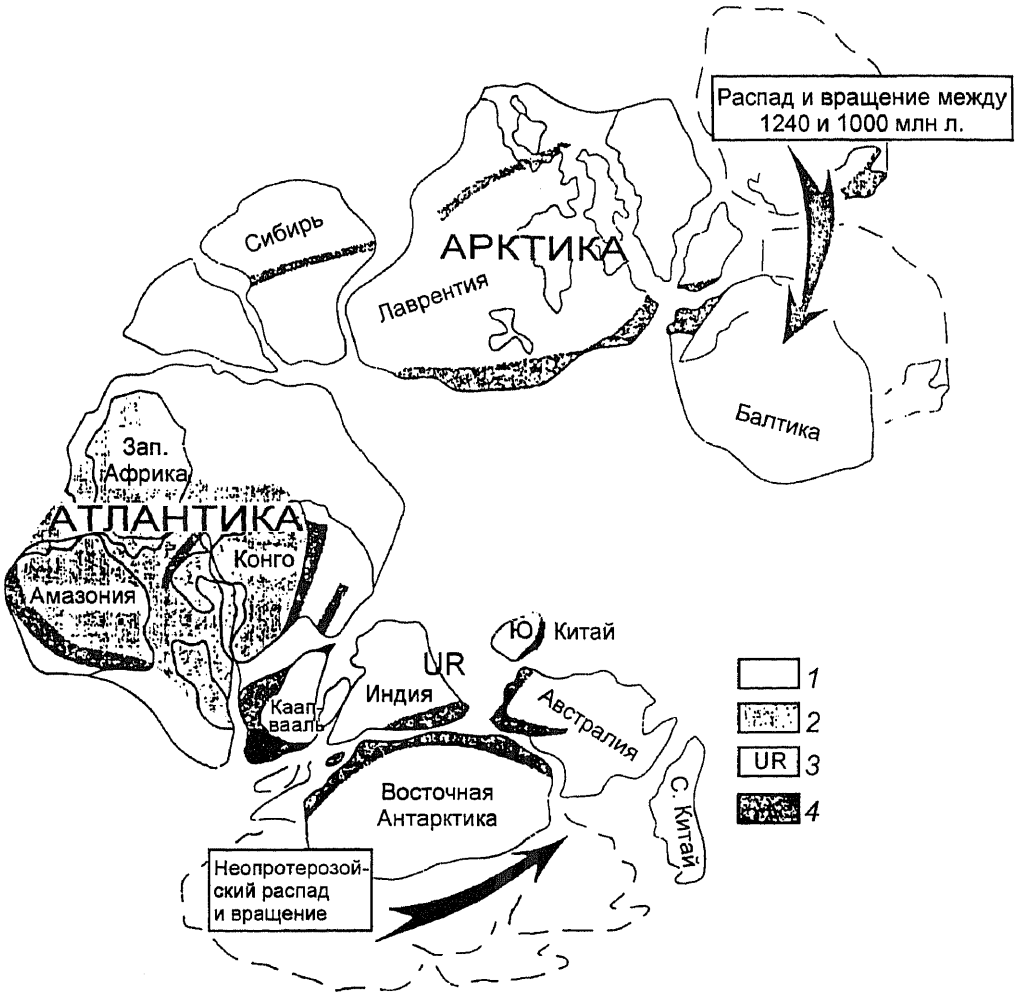


Рис. 16-3. Реконструкция Палеопангеи с показом смещений, испытанных при переходе от палеопротерозоя (по Дж.Пайперу)

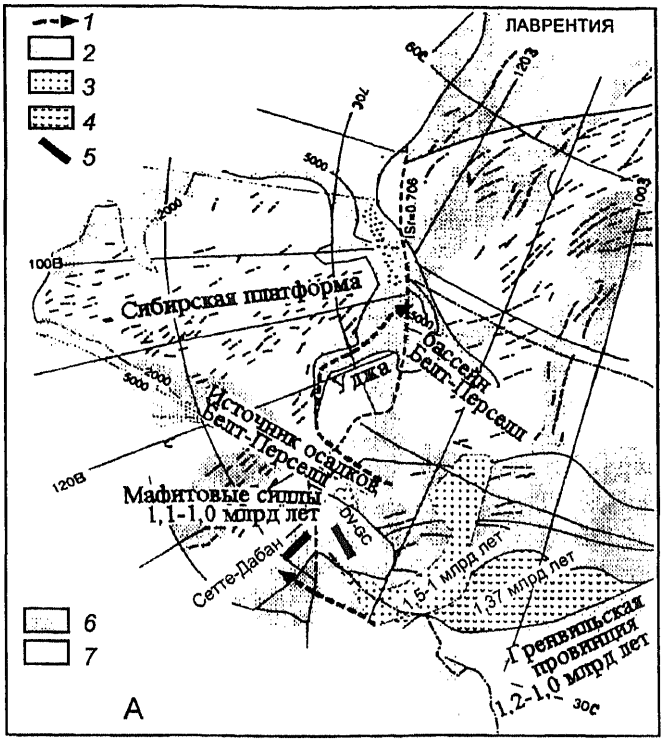
Архейско-раннепротерозойские континентальные ядра с различной историей супракрустального развития указывают на их близость, но не обязательно в показанной на рисунке конфигурации: 1 – Арктика, 2 – Атлантика, 3 – Ур (по Дж.Роджерсу), 4 – мезопротерозойские орогенные/подвижные пояса

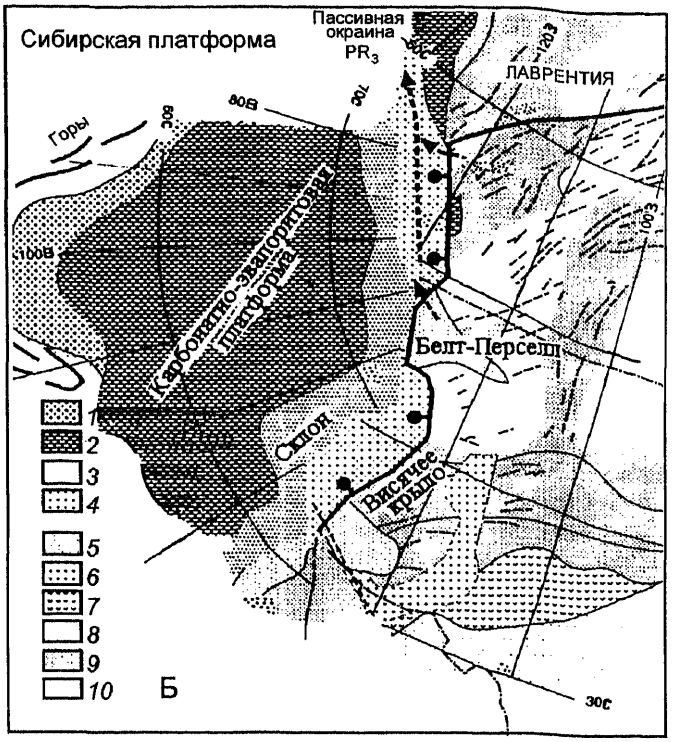
SWEAT. Примыкание именно Сибири и Лаврентии получило подтверждение в недавней работе Дж.Сирса и Р.Прайса (см. литературу). Эти авторы полагают, что отделение Сибири от Лаврентии с образованием между ними оси спрединга и океанского бассейна (рис.16-4) произошло лишь в самом начале кембрия (~530 млн лет т.н.).

16.3. Поздний протерозой и ранний палеозой – распад Родинии и его следствия

Распад Родинии начался в середине позднего рифея, между 850 и 750–700 млн лет т.н., и имел крайне важные следствия. С этого времени началось, по существу, формирование структурного плана Земли, в дальнейшем господствовавшего на протяжении палеозоя и раннего мезозоя и в значительной мере унаследованного современным планом.

При деструкции Родинии и ее распаде на отдельные континенты были использованы главные из континентальных рифтовых систем предыдущего этапа. В их пределах, нередко с некоторым латеральным смещением, возникли оси спрединга, давшего начало новообразованным океанам. К их числу относится и Тихий океан, который до недавнего времени молчаливо считался значительно более древним, даже возникшим на самой начальной стадии истории Земли. Не позднее неопротерозоя должен был образоваться и Палеоазиатский океан, судя по распространению позднерифейских офиолитов. В обход Сибири и Лаврентии оба эти





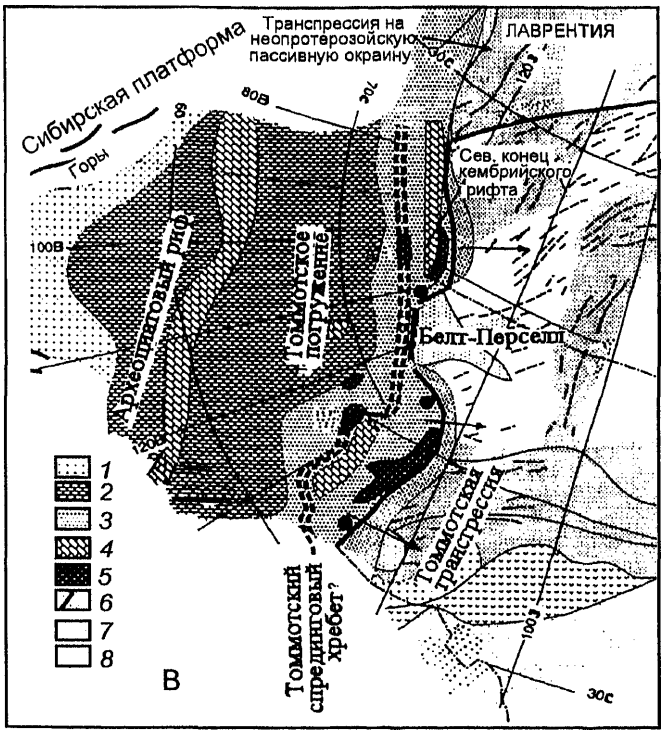


Рис. 16-4. Реконструкции Сибирского кратона и Западной Лавренти (по И.Р.Прайсу, упрощено)

А – мезопротерозой: *1* – направление приноса осадков; *2* – мезопротерозойские осадочные толщи мощностью >2 км; *3* – обобщенная площадь мезопротерозойских интрузивных пород с возрастом 1,5–1,4 млрд лет; *4* – гранит-риолитовая провинция (США); *5* – мафитовые силлы; *6* – палеопротерозой; *7* – архей; Б – мезо- и неопротерозой: *1–4* – неопротерозой: *1* – передовые прогибы; *2* – карбонатные платформы; *3* – отложения континентального склона; *4* – супергруппа Уиндермир; *5* – мезопротерозой; *6* – граниты с возрастом 1,5–1,4 млрд лет; *7* – граниты и риолиты, 1,7 млрд лет; 8 – гренвильский комплекс, 1,2–1,0 млрд лет; *9* – области развития палеопротерозоя; *10* – то же, архея; В – ранний кембрий (~530 млн лет), начало дрифта: *1–6* – поздний протерозой – ранний кембрий: *1* – передовые прогибы; *2* – карбонатные платформы; *3* – отложения континентального склона; *4* – археоциатовые известняки; *5* – пиллоу-базальты; *6* – трансгрессивные пески над несогласием; *7* – мезопротерозой; *8* – палеопротерозой/архей

океана должны были соединяться в современной Арктике. К позднему рифею следует относить и зарождение Прототетиса, офиолитовые останцы коры которого сохранились в Центральной Европе и Центральной Азии, к югу от Балтики и Синокореи. К области Прототетиса должна была тяготеть и зона развития энсиматических вулканических дуг и окраинных морей на площади современного Аравийско-Нубийского щита;

на юге она продолжалась в Мозамбикский пояс и достигала Восточной Антарктиды. Мозамбикский океан служил таким образом разделом между Западной и Восточной Гондваной. На западе Прототетис должен был продолжаться между Лаврентией и будущей Западной Гондваной. Последняя, однако, в неопротерозое еще не представляла собой единый крупный континентальный массив и состояла из нескольких относительно неболших континентальных блоков – Амазонского, Сан-Франсиску, Рио де Ла Плата в пределах современной Южной Америки, Западно-Африканского, Конго, Калахари в пределах современной Африки. Их разделяли бассейны с океанской или переходного типа корой – Парагвай–Арагуайа, Мавританский, Транссахарский, Западно-Конголезский, Рибейра-Дамарский; последний рассматривается иногда как реликт особого океана Адамастер, отделявшего кратоны Сан-Франсиску и Рио де Ла Плата от кратонов Конго и Калахари, в свою очередь разделенных ветвью этого океана (см. рис.16-3). Все эти бассейны и отвечающие им подвижные системы, а равно и Мозамбикский пояс с его Аравийско-Нубийским продолжением испытали замыкание и орогенез в венде – начале кембрия, что и привело в конечном счете к образованию к ордовику суперконтинента Гондвана (рис.16-5). Как отмечалось, этот орогенез получил в Южной Америке наименование бразильского, а в Африке (и Аравии) панафриканского.

Предкембрийский орогенез проявился и вдоль северной окраины Западной Гондваны, где первоначально возникла система энсиалических магматических дуг, сомкнувшихся к началу кембрия и создавших перигон-

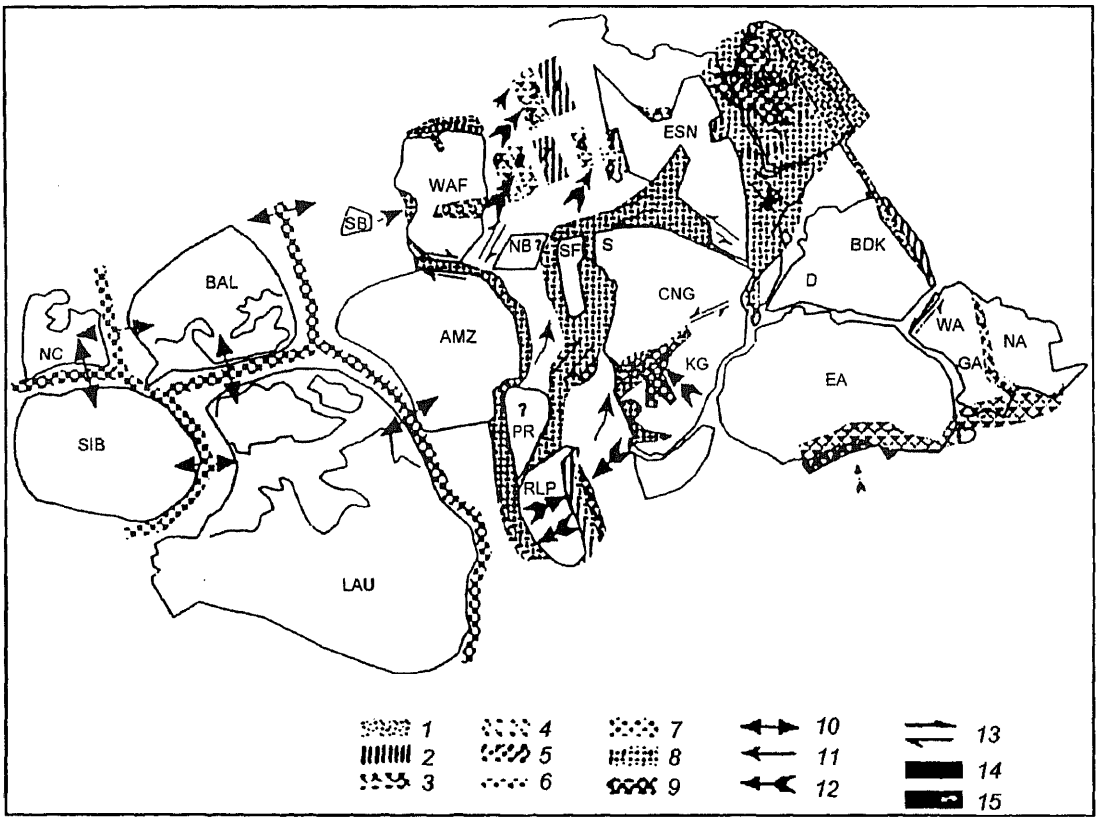


Рис. 16-5. Панафриканско-бразильский орогенез и становление Гондваны 720–550 млн лет т.н. (по Р.Унругу)

1–6 – бассейны (время раскрытия): *1* – рифты, *2* – пассивные окраины, *3* – активные окраины, *4* – авлакогены, *5* – молассы, *6* – линии распада; *7–9* – подвижные пояса (время деформаций): *7* –интраконтинентальные, *8* – коллизионные, *9* – магматические дуги; *10–15* – процессы и их возраст: *10* – растяжение, *11* – коллизия, 12 – субдукция, *13* – сдвиг; *14, 15* – время коллизии: *14* – 600–500 млн лет, *15* – 700–600 млн лет т.н. Докембрийские континентальные блоки: NC – Северный Китай; SIB – Сибирь; BAL – Балтика; LAU – Лаврентия; SB – Сенегал; AMZ – Амазония; WAF – Западная Африка; PR – Парана; RLP – Рио де Ла Плата; NB – Нигерия– Борборема; ESN – Восточная Сахара – Нил; CNG – Конго; KG – Калахари; EA – Восточная Антарктида; D – Дарвар; BDK – Бандельканд; WA – Западная Австралия; NA – Северная Австралия; GA – Гоулер; SF – Сан-Франсиску

дванскую платформу, охватывавшую атлантическую периферию Северной Америки от Флориды до п-ова Авалон на востоке Ньюфаундленда, Западную и Центральную Европу к востоку от линеамента Тейсейра-Торнквиста, включая юг Англии, север центральной и юго-восточную Европу (Мёзийская плита, Добруджа) и северо-западную Африку (Магриб). Соответствующий орогенез получил название кадомского от римского названия города Кан на севере Нормандии, возле которого в 1944 г. высадились англо-американские войска.

Область, кратонизированная в итоге кадомского орогенеза в Северной Америке и Европе, получила название Авалонии, от п-ова Авалон на востоке Ньюфаундленда. Она была разобщена при раскрытии современного Атлантического океана на две части – американскую и европейскую, которые, соответственно, стали именоваться Западной и Восточной Авалонией.

По другую сторону Восточно-Европейского континента венд-кембрийский орогенез, здесь уже именуемый байкальским, также охватил и привел к кратонизации широкий пояс, протянувшийся через южную часть Баренцева моря в Печорскую плиту и Полярный Урал, затронув западный склон последнего, а также Центральный Таймыр, Енисейский кряж, Восточный Саян, Прибайкалье. В Енисейском кряже его кульминация относится еще к середине позднего рифея, что, возможно, дает основание считать ее скорее поздним проявлением гренвильского орогенеза, а в последних двух районах, лежащих в обрамлении Сибирского кратона, эффект байкальского диастрофизма был позднее сильно затушеван более поздними событиями вплоть до среднепалеозойских (см. ниже). Еще одним районом, где мы скорее имеем дело с позднегренвильским, чем с байкальским орогенезом, является Юго-Восточный Китай с его Цзяннанским террейном.

В то время как в одних регионах в венде и начале кембрия проявились интенсивные деформации сжатия, в других регионах господствовали растяжения, выразившиеся в рифтинге и спрединге. Это относится прежде всего к Северо-Атлантическому региону, где на рубеже венда и кембрия началось раскрытие океана Япетус, породившего в дальнейшем каледониды Северных Аппалачей, Восточной Гренландии, Британских островов, Скандинавии и Шпицбергена. Западный борт Япетуса был образован Лаврентией, восточный – на севере Балтикой, на юге Авалонией. Венд-раннекембрийский спрединг широко проявился в южной половине Палеоазиатского океана – в Центральном Казахстане и Северном Тянь-Шане, в Алтае-Саянской области, Забайкалье и смежной Северной Монголии. В этих последних регионах он сменился уже в середине кембрия коллизией возникших перед тем вулканических дуг с окраиной Сибирского континента и заполнением остаточных впадин окраинных морей, существовавших между и в тылу этих дуг, обломочными флишевыми толщами, продолжавшимся в ордовике. Эти процессы, получившие название салаирского орогенеза и включавшие зеленосланцевый метаморфизм и внедрение плутонов гранитоидов, привели к существенной аккреции Сибирского континента, одновременно с которой в ордовике начался спрединг в более западных и южных частях Урало-Охотского пояса – в Иртыш-Зайсанской, Южно-Монгольской и Гоби-Хинганской системах.

Венд-раннекембрийский спрединг в Европе имел место в Карпато-Балканской области (офиолиты Южных Карпат и Стара Планины), в Центральной Азии, в Циляньшане, Циньлине, в Юго-Восточном Китае и Индокитае (Вьетнаме). Между тем деформации сжатия, связанные с коллизией вулканических дуг, проявились в конце кембрия – начале ордовика в Северных Аппалачах (так называемая пенобскотская фаза), в Северных Шотландских нагорьях (грампианская фаза), на севере Скандинавии (финнмаркская фаза) и нашли отголосок на Полярном Урале (метаморфизм). Наиболее интенсивными они были в Шотландии, где им обязаны сложнейшие дислокации и метаморфизм Северных нагорий.

В Англии, к северу от принадлежащего Авалонии массива Мидленда, от основного ствола Япетуса отходила юго-восточная ветвь, простиравшаяся через юго-восточную Англию и Северное море в Бельгию (Трабант), и другая, параллельная ей ветвь, протягивавшаяся через Северную Германию и Польшу между Балтикой и Восточной Авалонией, достигая зоны Тейсейра-Торнквиста. Этот бассейн, развивавшийся в кембрии и ордовике, получил название моря Торнквиста. Его кора субдуцировалась в ордовике к юго-западу с образованием над краем Авалонии вулканической дуги.

К числу регионов, где события венда – кембрия – начала ордовика были весьма активными, принадлежит и восточная окраина Гондваны в пределах Австралии и Антарктиды. В системе Трансантарктических гор – Россид, импульсы сжатия проявились перед кембрием, когда им сопутствовали метаморфизм и внедрение гранитоидов, и в конце кембрия – начале ордовика, когда ими завершилось становление структуры этой складчатой системы. Последний импульс был общим с наиболее западной зоной Тасманского пояса Австралии – зоной Канманту, и лежащей еще западнее системой Аделаиды. Но восточнее присутствие кембрийских офиолитов говорит о развитии процессов спрединга, положивших начало развитию собственно Тасманского пояса.

Начало ордовика явилось важным переломным моментом в развитии Европы. На востоке зародился

Уральский бассейн с океанской корой, фактически представлявший окраинное море Палеоазиатского океана. На севере он был несогласно наложен на эпибайкальскую платформу. Эпикадомская платформа Западной и Центральной Европы подверглась деструкции и возник океанский бассейн Палеотетиса, северным окраинным морем которого, отделенным микроконтинентом от основной части океана, был так называемый Реикум, нередко рассматриваемый как самостоятельный океан и первоначально ограничивавшийся Саксотюрингской зоной будущих герцинид (варисцид). К концу ордовика Палеотетис существенно расширился благодаря отодвиганию Авалонии и Арморики от Гондваны, к которой они были близки еще в эпоху позднеордовикского оледенения. Япетус достиг своей максимальной ширины, порядка 3 тыс. км, в середине ордовика, но в его американской части вскоре проявились деформации сжатия так называемой таконской фазы, связанные со столкновением возникшей здесь ранее вулканической дуги с краем Лаврентии.

Еще более важное значение имели таконские деформации в становлении структуры Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Они были вызваны столкновением вулканических дуг и Срединно-Тяньшаньского микроконтинента с Казахско-Киргизским континентом и сопровождались обдукцией офиолитов и мощным гранитоидным плутонизмом. Итогом явилось значительное разрастание континента в восточном и южном направлении.

Импульс сжатия в конце ордовика – начале силура испытала и Лахланская система Тасманского пояса Восточной Австралии; это так называемая фаза Бенамбран. Этому предшествовало здесь образование энсиматической вулканической дуги над погружавшейся к востоку зоной субдукции.

Опять же, аналогичные события имели место по западную сторону Гондваны, в современных Южных Андах. Они выразились в закрытии задугового бассейна, возникшего в раннем ордовике на массиве Сьерра-Пампы позади краевого магматического пояса и в образовании на его месте и на месте дуги складчатой системы над зоной субдукции коры южного Япетуса, наклоненной к востоку. Одновременно, как предполагается, произошло отделение от Лаврентии террейна Предкордильеры, позднее, уже в конце силура – начале девона, в свою очередь примкнувшего к западной окраине Гондваны.

Древние платформы – кратоны, в венде – раннем палеозое вступили в плитную стадию своего развития. Переход к этой стадии совершился в несколько разное время на разных кратонах – раньше всего в Восточной Европе, Сибири, Сино-Корее, Южном Китае, Австралии – еще перед кембрием, позже всего в Северной и Южной Америке и Антарктиде – в позднем кембрии, но в ордовике платформенный режим господствовал уже повсеместно. При этом значительная часть Гондваны располагалась в высоких широтах южного полушария, остальная вместе с Северным и Южным Китаем в низких широтах того же полушария, а Лаврентия, Сибирь и Казахстания – в низких широтах северного полушария (см. рис.16-5).

Тектоническая и вообще эндогенная активность Земли, нараставшая в раннем палеозое, достигла одной из своих кульминаций в конце силура – раннем и среднем девоне, в период, относимый в Евразии к главному каледонскому орогенезу. Именно в это время сомкнулись Лаврентия, Балтика и Авалония, закрылся в своей основной части океан Япетус, образовался единый континент Лавруссия, окончательно замкнулось и море Торнквиста и к Балтике непосредственно примкнула Восточная Авалония. Образования «древнего красного песчаника» – Олд Реда, выплеснулись местами на Восточно-Европейскую платформу. Весьма существенное значение имел каледонский орогенез и в развитии структуры Центральной Азии. Он привел к значительному разрастанию и консолидации Казахстано-Киргизского континента за счет восточной части Центрального Казахстана и Северного и Срединного Тянь-Шаня, что также сопровождалось накоплением красноцветных моласс и, кроме того, образованием девонского краевого магматического пояса в обрамлении континента. Каледонский орогенез ярко проявился в Алтае-Саянской области и в Циляньшане. Для последнего он был завершающим и привел к соединению в единый континент Сино-Кореи и Тарима. Аналогичные события испытал и Катазиатский ороген в юго-восточном обрамлении платформы Янцзы.

Каледонские деформации сжатия постепенно распространились к западу вдоль северной окраины Лаврентии – от северной Гренландии к Канадскому Арктическому архипелагу и Северной Аляске, которых они достигли лишь в конце девона – элсмирский орогенез, и даже южной части архипелага Де-Лонга. Здесь эти деформации следует связывать, очевидно, с косой коллизией Гипербореи и Лаврентии, распространившейся с востока на запад. В Северо-Американских Кордильерах антлерский орогенез, наиболее ярко выраженный на юге, в Неваде и смежных участках, так же относится к концу девона – началу карбона. Несколько раньше, в основном в среднем девоне, Аппалачская система испытала деформации акадской эпохи орогенеза, сопровождавшиеся интенсивным гранитоидным плутонизмом и региональным метаморфизмом. Для Северных Аппалачей и Ньюфаундленда этот орогенез явился завершающим; он был связан, очевидно, со столкновением Западной Авалонии и Лаврентии и способствовал формированию континента Лавруссия. На западной, андской окраине Гондваны в конце силура –

первой половине девона Предкордильерский террейн, ранее предположительно отколовшийся от Лаврентии, примкнул к краю Гондваны, вызвав замыкание южного продолжения Япетуса и деформации на западе Сьерра-Пампы. Западнее теперь расстилался уже непосредственно Палеопацифик.

На другой, восточной, австралийской окраине Гондваны среднедевонский табберабберский орогенез был завершающим в активном развитии Лахланской системы Тасманского пояса, определив ее причленение к Австралийской древней платформе, ранее нарастившейся на юго-востоке за счет зон Аделаиды и Канманту. Лишь в самой восточной зоне системы еще сказался канимбланский тектогенез в конце девона.

Среднедевонский тектогенез отчетливо проявился и в центральной зоне Среднеевропейского герцинского орогена, где ему сопутствовал интенсивный магматизм; здесь он получил название лигерийского. В каледонидах Северо-Западной Европы, от Ирландии до Шпицбергена, а также в Восточной Гренландии конец среднего девона был отмечен заключительными деформациями сжатия, затронувшими молассовые прогибы и ознаменовавшими переход к платформенному режиму развития. Существенно иной смысл имели деформации этой эпохи в Уральской подвижной системе, где они были вызваны столкновением вулканических дуг с окраиной Лавруссии и привели к накоплению фаменско-турнейского флиша. Определенное значение имела эта фаза деформаций и в развитии более восточных районов Урало-Охотского пояса – района Караганды в Центральном Казахстане и западной половины Алтае-Саянской области, где она получила название тельбесской фазы.

Естественным корроларием к закрытию бассейнов с океанской корой и возникновению на их месте складчато-покровных горных сооружений явилось расширение ранее образованных и раскрытие новых бассейнов, с корой подобного же типа. В Европе это выразилось в расширении Саксотюрингского и образовании к северу от него Реногерцинского бассейна. Двумя другими аналогами последнего явились Южно-Португальский и Силезско-Моравский бассейны. В Азии продолжалось расширение южной ветви Туркестанского «океана», обособился Джунгаро-Балхашский бассейн, спрединг продолжался и в Обь-Зайсанской, Южно-Монгольской, Гоби-Хинганской системах, превратившихся в осевую зону Палеоазиатского океана. К югу от Центрального Алая – Тарима – Синокореи в наиболее южной зоне Тянь-Шаня (Зеравшанский «океан»), на Северном Памире, в южных зонах Куньлуня и Циньлина также активно проявился спрединг, превратив эту зону в главный ствол азиатской части Палеотетиса. Она нашла свое продолжение в Юньнань-Малайской системе, отделив Синобирманию от Индосинийского континента. Еще одна зона активного спрединга возникла в Центральной Монголии (Хангай-Хентейская), найдя свое продолжение в Забайкалье и далее к востоку. Севернее, в пределах нынешнего Северо-Востока России происходило расширение бассейна с океанской корой между восточным краем Сибирского континента и Колымо-Омолонским микроконтинентом, а еще севернее подобное испытал Ляховско-Южно-Анюйский бассейн между Сибирью, Колымо-Омолонским микроконтинентом и Гипербореей. На востоке он, вероятно, первоначально смыкался с Франклинским (Инуитским) бассейном севера Аляски и Канады.

Все эти бассейны с корой океанского типа продолжали затем развиваться в раннем карбоне, а по крайней мере некоторые – и в начале среднего карбона.

Девонская тектоно-магматическая активизация затронула и некоторые древние платформы, в особенности Восточно-Европейскую, включая примкнувшую к ней эпибайкальскую Баренцево-Печорскую плиту, а также Сибирскую вместе с нарастившей ее Алтае-Саянской областью. Эта активизация выразилась в широком проявлении рифтинга и щелочно-базальтового магматизма. К тому же времени относится и главная фаза щелочного плутонизма и кимберлитообразования в Сибири и на Европейском севере России.

16.4. Поздний палеозой – триас. Становление Пангеи

Если не считать деформаций сжатия на границе девона и карбона в некоторых регионах мира (антлерских в Кордильерах и элсмирских на севере Лаврентии, бретонских в герцинидах Западной и Центральной Европы, канимбланских в Восточной Австралии), конец девона – начало карбона отличались некоторым спадом эндогенной активности. Но с середины визейского века раннего карбона начинается ее новое нарастание, достигшее своей кульминации в позднепалеозойском герцинском орогенезе. Главным итогом последнего было формирование нового суперконтинента – Пангеи, обязанное столкновению Западной Гондваны с Лавруссией, Лавруссии – с Казахстанией и Сибирью, Казахстании с Таримом, Сибири с Синокореей. Эти коллизионные процессы привели к созданию в зонах коллизии крупных складчато-покровных систем.

На западе в результате столкновения Западной Гондваны с Лаврентией возникла орогенная система Южных Аппалачей – Уошито-Маратона с продолжением на юг в Центральную Америку и Северные Анды. Ее дальнейшим продолжением вдоль края Гондваны служили Центральные и Южные палео-Анды, а далее

она поворачивала к юго-востоку, где образовала будущий фундамент Патагонской платформы. Еще южнее к тому же поясу принадлежит палеозойское обрамление Восточной Антарктиды, выступающее на Земле Мэри Берд и Земле Виктории – так называемый орогеи Борхгревинка, находящий свое продолжение уже по восточную сторону Гондваны в Ново-Английской системе Тасманского пояса Восточной Австралии, включая его позднее отторгнутые элементы в микроконтинентах Лорд-Хау и Норфолк, и в западной зоне Новой Зеландии. В северном направлении поздние тасманиды продолжались в Центральную зону Новой Гвинеи и «шпору Сулу», здесь обрываясь более молодыми структурами. Но их вероятным продолжением являлись позднепалеозойские структуры юго-восточного побережья Китая.

По восточную сторону Центральной Атлантики продолжением Южных Аппалачей был позднегерцинский ороген Магриба, Западной и Центральной Европы, закончивший свое активное развитие к середине перми, пережив перед этим четыре главных импульса тектогенеза – в конце раннего карбона (так называемая судетская фаза), в конце среднего карбона (астурийская фаза), в конце карбона (пфальцская фаза) и в середине ранней перми (заальская фаза). Отчетливая миграция деформаций в северном направлении проявлена в северной половине герцинского орогена Европы – от лигерийских деформаций позднего девона в осевой зоне орогена, бретонских на рубеже девона и карбона в Саксотюрингской зоне, судетских в Реногерцинской до астурийских в передовом прогибе и заальских в межгорных прогибах. В Иберийском сегменте орогена устанавливается центробежная миграция тектогенеза в обе стороны от Центрально-Иберийской зоны; именно здесь, в молассовом каменноугольном бассейне Астурии к востоку от этой последней зоны и был выделен тектонотип астурийской фазы.

Становление герцинского орогена Европы сопровождалось интенсивным коллизионным гранитоидным магматизмом и региональным метаморфизмом, а также накоплением мощных моласс – угленосных паралических в среднем карбоне, континентальных красноцветных и все более грубообломочных в позднем карбоне, перми и – на юге – в раннем триасе. Характерно проявление на заключительной стадии крупных сдвиговых смещений, в основном по широтным и северо-западным правым сдвигам.

Герциниды Центральной и Западной Европы через Карпато-Балканскую область и по обе стороны молодой Черноморской впадины продолжаются в пределы Кавказского перешейка и далее в Закаспий, в конечном счете сливаясь с герцинидами Гиндукуша и северной зоны Северного Памира. Развитие Тянь-Шаня и Урала также завершилось позднепалеозойским (на Урале и раннетриасовым) орогенезом. Но Пайхой-Новоземельское ответвление Урала еще продолжало испытывать интенсивное погружение в морских условиях в перми и триасе. На остальной части бывшего Палеоазиатского океана позднепалеозойский орогенез также привел к окончательному осушению морских бассейнов и возникновению горного рельефа с отдельными межгорными впадинами, заполненными молассами. Позже всего этот процесс, вызванный коллизией континентальных блоков, как периферических по отношению к океану, так и внутри него (микроконтиненты), и приведший к образованию суперконтинента Лавразии, проявился на крайнем восточном окончании Урало-Охотского пояса, на его стыке с Тихоокеанским (Янбиннская зона Северо-Восточного Китая), где в поздней перми еще сохранялся морской режим. А Амуро-Охотский сегмент Монголо-Охотской системы впадин не был затронут герцинскими деформациями и здесь коллизия наступила лишь в поздней юре.

В области Палеотетиса полное замыкание морских бассейнов в позднем палеозое и коллизия Лавразии с Гондваной имели место лишь к западу от меридиана Вены и Туниса, а далее к востоку картина была иной и более сложной (рис. 16-6).

В полосе, простирающейся от Горного Крыма через южный склон Большого Кавказа и далее через Туркмению, крайний север Ирана и Центральный Афганистан, южные зоны Северного Памира, Куньлуня, Циньлина в Юньнань и Малайю, герцинские деформации не проявились и глубоководные морские условия позднего палеозоя сменились аналогичными условиями в триасе. Лишь в конце триаса коллизия расположенных южнее микроконтинентов, отколовшихся от Гондваны – Закавказского, Центрально-Иранского, Центрально-Афганского, Северо-Тибетского (Цзянтан) и континента Янцзы с южным краем Лавразии, а также столкновение Синобирмании и Индосинии привели к закрытию этого остаточного бассейна Палеотетиса, сопровождавшегося весьма интенсивными деформациями и, на востоке, шарьированием его выполнения на смежные с юга континентальные блоки, платформу Янцзы в частности. А на крайнем востоке Циньлина (Дабиешань) на поверхность оказались выведенными породы, испытавшие перед тем погружение на большую глубину и сверхвысокое давление. Напомним, что этот позднетриасовый орогенез получил название киммерийского (раннекиммерийского) на западе и индосинийского на востоке Европы.

Деформации сжатия испытала в ту же эпоху и полоса на севере Евразии, охватывавшая Пай-Хой, Новую Землю и Таймыр. Происхождение этих деформаций не вполне очевидно, но, скорее всего, они явились отголоском событий на севере Тихоокеанской области.

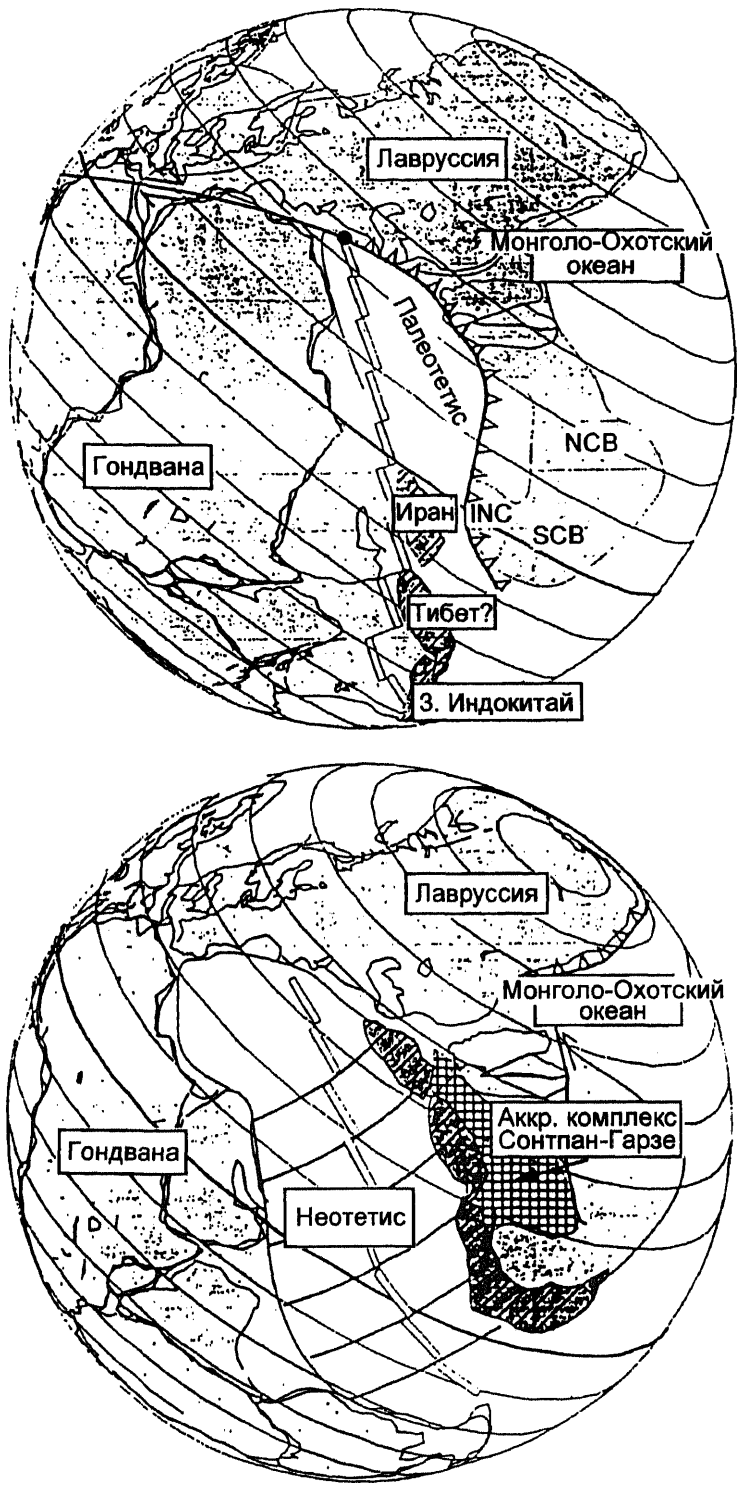


Рис. 16-6. Палеогеографические реконструкции океана Тетис и окружавших его континентов в течение поздней перми и позднего триаса (по Ж.Бессу и др.)

Перекрестная штриховка – киммерийские блоки; жирные линии – палеоэкватор; сплошные линии, показанные как трансформные разломы, перпендикулярные к срединному хребту, указывают направление движения иранских блоков между Гондваной и Лавруссией; открытые треугольники – зоны субдукции; залитый кружок – тройное сочленение разлом–хребет–желоб. NCB – Северо-Китайский блок; SCB – Южно-Китайский блок; INC – Индокитай

Между тем в пределах как Лавразии, так и Гондваны, начиная с позднего карбона стали нарастать процессы рифтинга, позднее приведшие к распаду Пангеи. В Лавразии эти процессы затронули будущую Северную Атлантику и ее периферию, а также, уже в триасе – Западную Сибирь и ее обрамление, включая восточный склон Урала. В области Гондваны они широко проявились в Южной и Восточной Африке, Мадагаскаре, Индостане, на западе Австралии и, вероятно, Антарктиде. В Африке возникшая система грабенов заполнилась осадками комплекса Карру, в Индии – нижней Гондваны, в Антарктиде – Бикон. На востоке Африки, на Мадагаскаре и западе Индии в эти грабены со стороны Тетиса временами проникали морские воды. В Южной Африке и Индии их развитие продолжалось до раннего мела включительно. На этом фоне временами вспыхивал толеит-базальтовый или щелочно-базальтовый магматизм.

Откалывание от северного края Гондваны ряда континентальных блоков, коллизия которых с южным краем Лавразии привела к закрытию Палеотетиса, явилась одновременно причиной раскрытия в их тылу нового океанского бассейна – Мезотетиса, расширяющегося к востоку. Он протянулся от юго-восточного окончания Альп и юго-западных склонов Карпат через зону Вардара в Северную Анатолию, Малый Кавказ, Иран к югу от Эльбурса, Центральный Афганистан (Фарахрудская зона), Центральный Памир (Рушан-Пшартская зона), Центральный Тибет (зона Банггонг–Нуцзян) и Центральную же Бирму, к западу от Синобирмании. Зарождение этого океана относится к поздней перми – среднему триасу, а закрытие – не позднее середины раннего мела, в позднекиммерийскую–австрийскую эпоху орогенеза. Последнее было следствием откалывания от Гондваны новой серии континентальных блоков, среди которых Гельменд-Аргандзабский, Бадахшанский, Южно-Тибетский (Лхаса), Западно-Бирманский, и их столкновения с южным краем Лавразии, ранее нарастившимся ранними киммеридами. Эта коллизия сопровождалась интенсивными деформациями сжатия северной вергентности, включая шарьяжи, в Восточных Альпах, Карпатах, Балканидах и, несколько позднее, в Северной Анатолии, на Малом Кавказе, на Памире и в Центральном Тибете.

16.5. Юра – ранний палеоген. Распад Пангеи

На раннюю юру приходится одно из важнейших событий новейшей истории Земли – начало распада Пангеи. В ранней–средней юре началось раскрытие Центральной Атлантики. В батском веке ось спрединга проникла на западе в Мексиканский залив, где перед тем в условиях рифтинга возникла впадина с мощным соленакоплением. На востоке спрединг распространился в пределы будущего Западного Средиземноморья, создав Лигурийско-Пеннинский бассейн с океанской корой – родину Альп и Апеннин. Дальнейшее продолжение этого бассейна следится в Динаридах, Эллинидах, на юге Анатолии и юго-западе Ирана (Загрос), юго-востоке Афганистана – северо-западе Пакистана и далее в тылу Гималаев (зона Инда-Цангпо), Индобирманских цепях, Зондско-Бандской дуге. Это и есть Неотетис – последняя фаза развития обширного Средиземного океана, зародившегося еще в неопротерозое. Начало спрединга в Неотетисе к востоку от Альп и Апеннин приходится на время от поздней перми до позднего триаса, а завершение относится к концу раннего – середине позднего мела. В Восточном Средиземноморье к основному бассейну Неотетиса могла примыкать с юга ветвь, включавшая современные Ионическую и Левантинскую впадины. Она отделялась от первого отколовшимся от Африки Апулийским микроконтинентом – Адрией, а восточнее – мелкими континентальными блоками.

К поздней юре относится начало раскрытия Индийского океана. Океанская кора этого возраста сохранилась на его западной окраине в Сомалийско-Мозамбикской полосе между Аравией, Восточной Африкой и Мадагаскаром и на восточной окраине в Северо-Австралийской котловине между Австралией и восточным окончанием Зондской дуги. К концу юры спрединг через трансформный разлом проник в море Уэдделла. К началу мела западная и восточная спрединговые системы соединились к югу от Индии и началось ее отделение от Антарктиды. В начале же мела ось спрединга продвинулась к югу из Северо-Австралийской котловины и в течение раннего мела полностью отделила Австралию от Индии.

В ранней–средней юре начался и процесс обновления коры Тихого океана. Он был связан с образованием в зоне сочленения трех океанских литосферных плит – Изанаги (Кула), Фараллон и Феникс Тихоокеанской плиты. Этот узел ныне расположен в Восточно-Марианской впадине. По мере разрастания Тихоокеанской плиты ограничивающие ее оси спрединга соответственно смещались к периферии океана, а смежные плиты подвергались субдукции в направлении окружающих материков. Вдоль последних в результате формировались аккреционные комплексы, включающие многочисленные террейны, перемещавшиеся не только вкрест простирания зон субдукции и континентальных окраин, но и вдоль последних, нередко на расстояния, превышавшие тысячу километров. Процессы эти проявлялись дискретно, в отдельные фазы (эпохи) тектони-

ческой активности, совпадающие с отмеченными в других подвижных поясах.

Выше уже отмечалось проявление таких фаз по периферии Тихого океана в палеозое – в Тасманском поясе Австралии, в Кордильерах Северной и Южной Америки, в Юго-Восточном Китае. Очередная подобная фаза проявилась в Юго-Западной Японии – орогенез Акийоси, и на юге Северо-Американских Кордильер – орогенез Сонома – на рубеже перми и триаса. Она совпала с заключительным орогенезом Ново-Английской системы Австралии. Относительно небольшое значение имел в Тихоокеанском регионе и раннекиммерийский орогенез. Наиболее активно он проявился в Антарктандах и значительно более слабо – в Северо-Американских Кордильерах. В целом триас и юра были здесь временем относительно пониженной тектонической активности.

Обстановка резко изменилась в конце юры – начале мела, причем одновременно по обе стороны Тихого океана.

На северо-западе именно в эту эпоху завершилось активное развитие Верхояно-Колымской и Новосибирско-Чукотской подвижных систем. В тихоокеанском тылу Верхояно-Колымской системы деформации сжатия начались еще в средней юре и первоначально были связаны с коллизией вулканической дуги с пассивной окраиной Сибири, составлявшей большую по площади часть этой современной складчатой области. Затем последовала коллизия с Сибирью, нарастившейся указанной дугой, Колымо-Омолонского микроконтинента. Теперь деформации охватили все пространство области и к середине–концу раннего мела достигли сформированного к тому времени Предверхоянского молассового прогиба. К середине раннего мела относятся и заключительные деформации Новосибирско-Чукотской системы, приведшие к закрытию Южно-Анюйского (Ляховско-Анюйского) бассейна с океанской корой, ранее субдуцировавшей под его окраины с возникновением магматических дуг. Предполагается с достаточным основанием, что закрытие Южно-Анюйского бассейна коррелируется с раскрытием Канадского бассейна Северного Ледовитого океана, вызванного отодвиганием против часовой стрелки Чукотки и Северной Аляски от северной окраины Канады. Как в Верхояно-Колымской, так и в Новосибирско-Чукотской системах этот орогенез сопровождался мощным гранитоидным плутонизмом.

Позднекиммерийский орогенез интенсивно проявился и в более южной азиатской периферии Пацифика – в Сихотэ-Алине, на о-ве Хоккайдо (зона Хидака), в области Южно-Китайского моря, где затронутые и созданные им образования выступают на китайском побережье и в юго-западной части Филиппинского архипелага.

На юго-западной, меланезийской окраине Тихого океана орогенез конца юры – начала мела, известный как орогенез Рангитата, интенсивно проявился в пределах Новой Зеландии и Новой Каледонии, сыграв решающую роль в становлении их структуры (на Новой Каледонии это касается ее автохтона).

По другую сторону Тихого океана одновременная невадская эпоха орогенеза была первой из трех главных эпох орогенеза, создавших структуру этого сооружения. В эту эпоху некоторые калифорнийские террейны столкнулись с окраиной Северной Америки, за ними последовали и другие террейны, занявшие более северное положение. Коллизия и продолжение субдукции вдоль внешней тихоокеанской окраины имели своим следствием мощный гранитоидный плутонизм.

В Южных Андах орогенез (арауканская фаза) начался несколько раньше, уже в середине поздней юры, приведя к замещению энсиалической вулканической дуги субаэральным краевым вулкано-плутоническим поясом.

Во второй половине раннего мела в западно-центральной части Тихого океана произошла мощная вспышка внутриплитного магматизма, создавшего многочисленные вулканические постройки и даже целые вулканические плато. Ее связывают с действием суперплюма, поднявшегося в эпоху спокойного магнитного поля с пограничных между мантией и ядром глубин.

С этими событиями в общем совпадает следующая, среднемеловая эпоха орогенеза, проявившаяся снова по обе стороны Пацифика. Наибольшее значение она имела на северо-западе, в Корякии и Сихотэ-Алине, а также в Северо-Американских Кордильерах, где известна под названием севьерского орогенеза.

После завершения позднекиммерийского орогенеза вдоль восточной окраины Азии началось формирование мощного краевого вулкано-плутонического пояса, северным сегментом которого является альб-сенонский Охотско-Чукотский пояс, находящий свое восточное продолжение в Центральной Аляске. Южнее этот пояс прослеживается в Восточном Сихотэ-Алине, крайнем юге Кореи, Японских островах, Юго-Восточном Китае и на юге Вьетнама, т.е. протягивается от Берингова до Южно-Китайского моря.

К началу сенона во всех океанах планеты прошла серьезная перестройка структурного плана – реорганизация размещения литосферных плит и их дивергентных границ. В Тихом океане именно с этого времени оформились Южно-Тихоокеанское и Восточно-Тихоокеанское поднятия, оттеснив плиту Фараллон к американским берегам, а плиту Феникс – к антарктическим. Повсеместно происходило отмирание ранее существовавших в западной части океана осей спрединга. На американских окраинах к данному рубежу в ос-

новном закончилось причленение террейнов, преимущественно вулканических дуг к этим окраинам, и возникла единая протяженная зона субдукции, включавшая отрезок, отделивший Карибскую микроплиту от плиты Фараллон Пацифика. По существу, аналогичная картина наблюдалась в эту эпоху и на азиатской периферии Пацифика, а на австралийской она почти тут же была нарушена раскрытием Тасманова моря, положившим начало формированию системы окраинных морей и островных дуг Меланезии, а затем и азиатской окраины океана. Между тем Южно-Тихоокеанская ось спрединга соединилась с Юго-Западно-Индоокеанской, положив начало отделению Австралии от Антарктиды.

Не менее значительную перестройку испытал на рассматриваемом рубеже и структурный план Индийского океана. Главным событием здесь явилось отделение Индии от Антарктиды и начало ее быстрого дрейфа к северу в направлении южного края Европы, закончившиеся их коллизией и полным закрытием соответствующего отрезка Тетиса в эоцене. Другим важным событием явилось отделение Сейшелл и Индии от Мадагаскара с образованием спрединговых котловин – Мадагаскарско-Маскаренской и Крозе. Это сопровождалось мощными излияниями базальтов на востоке Мадагаскара.

В Атлантике уже в середине мела произошло соединение Центрального и Южного ее сегментов, а спрединг распространился из Центральной Атлантики в северном направлении до разлома Чарли-Гиббса с образованием побочной оси, создавшей Бискайский залив (сфенохазм). Непосредственно на рассматриваемом рубеже ось спрединга перешагнула через разлом Чарли-Гиббса и проникла сначала в трог Роколл, а на границе мела и палеоцена перескочила к западу с образованием хребта Рейкьянес и обособлением плато Роколл. Одновременно началось раскрытие Лабрадорского моря, а вскоре и Баффинова залива с образованием трансформных разломов вдоль проливов Девиса и Робертсона (Нарес). Все это происходило в палеоцене–эоцене на фоне мощных излияний толеитовых базальтов Брито-Арктической провинции, распространившихся от Земли Баффина до плато Вёринг на окраине Норвегии.

В Арктическом океане к середине мела закончился спрединг в Амеразийской котловине, а в сеноне, вероятно, произошло раскрытие котловины Макарова и рифтинг в котловине Толля (Подводников), приведшие к отделению поднятий Альфа и Менделеева от хребта Ломоносова, все еще представлявшего окраину Евразии. К тому же времени относится, очевидно, рифтинг, создавший прогибы, расчленившие Чукотский бордерленд.

Крупные изменения произошли во всех океанах на границе мел–палеоген. Частично о них уже упоминалось выше применительно к Атлантике, где к этому времени относится начало раскрытия Лабрадорского моря – залива Баффина, и образование спредингового хребта Рейкьянес. К этому можно добавить раскрытие Норвежско-Гренландского бассейна. А в смежной части Арктического океана в конце палеоцена начался спрединг в Евразийской котловине, оторвавший хребет Ломоносова от материка. В центральной части Атлантики в начале палеогена оформилась Мало-Антильская вулканическая дуга и сопряженная с ней зона субдукции.

В Индийском океане мощные излияния плато-базальтов Декана совпали с началом формирования Аравийского моря и Восточно-Сомалийской котловины, разделивших Сейшельский (и Маскаренский) микроконтинент и Индию, которая до конца эоцена оставалась отделенной осью спрединга в котловине Уортон от Австралийской литосферной плиты. К тому же времени закончилось образование Восточно-Индийского хребта.

В северной части Тихого океана в начале кайнозоя произошло образование Алеутской вулканической дуги и зоны субдукции с обособлением в ее тылу Алеутской котловины, ложе которой является реликтом то ли плит Кула или Изанаги, то ли самостоятельной плиты Берингия, возникшей еще в начале мела.

На юго-западе океана спрединг распространился из Тасманова моря в Коралловое, но закончился здесь к концу эоцена.

В пределах современного континентального обрамления Тихого океана к концу мела – началу палеогена приурочена ларамийская эпоха тектогенеза, нашедшая свое главное проявление в северной половине этого обрамления. Она явилась завершающей в становлении основной структуры Северо-Американских Кордильер, а для их восточной мегазоны Скалистых гор была, по существу, единственной за весь фанерозой. Ее воздействие распространилось к югу на Восточную Сьерра-Мадре Мексики и северный и южный фланги Антильской дуги. На азиатской стороне океана деформации сжатия этой эпохи затронули Центральную мегазону Корякии, Западную мегазону Камчатки, Восточную мегазону Сахалина и Хоккайдо, о-в Тайвань и западную зону Филиппин. В Сихотэ-Алине они проявились образованием сдвигов.

Ларамийские складчато-надвиговые и сдвиговые деформации сменились на тихоокеанской окраине Азии проявлениями растяжения, выразившегося в раскрытии окраинных морей: Западно-Филиппинского позади вулканической дуги Кюсю – Палау и моря Сулавеси к западу от Филиппин. К началу палеогена относится также образование рифтовых впадин на востоке Китайско-Корейской платформы вдоль восточного побережья Китая, а южнее – в пределах Индокитая и

прилегающего шельфа Сунда. С этого же времени начинается погружение Охотоморской плиты.

Значительно более слабое влияние оказала ларамийская эпоха тектогенеза на развитие Альпийско-Гималайского пояса. В пределах Европы ее воздействие оказалось наиболее заметным в Восточных Альпах, Карпатах (Утесовая зона) и Балканидах, а также в пределах платформенной области к северу от Альп и Карпат, где произошла инверсия авлакогенов, в том числе крупного Датско-Польского, на месте которого в Польше образовался Куяво-Поморский «планантиклинорий». Деформации сжатия здесь начались еще в начале сенона, что дало основание Г.Штилле выделить субгерцинскую фазу орогенеза, названную по предгорьям Гарца. В Анатолии, на Кипре, Малом Кавказе, в Иране (Загрос) и Омане именно деформации этой эпохи, закончившиеся к маастрихту и выразившиеся в образовании шарьяжей с обдукцией офиолитов, имели наибольшее значение. Собственно же ларамийские, т.е. несколько более поздние деформации сжатия, сопровождавшиеся аналогичными явлениями, отмечаются в Белуджистанской системе, по обе стороны афгано-пакистанской границы, включая Кабульский блок.

Начавшееся в конце палеоцена и закончившееся в среднем эоцене столкновение Индии с южным краем Евразии положило начало не только образованию величайшего на Земле горного сооружения Гималаев, но и повлекло за собой широкие преобразования структуры и рельефа значительной части Азиатского материка. Оно привело к возникновению на месте ранее длительно развивавшейся в равнинно-платформенном режиме области огромного Центрально-Азиатского горного пояса, к появлению в северо-восточном обрамлении последнего Байкальско-Североохотской рифтовой системы, к образованию целой системы сдвигов в центре и на юго-востоке Азиатского материка, в том числе Алтынтагского по юго-восточной окраине Таримского блока и Айлаошаньского – Красной реки между платформой Янцзы и Индокитайским блоком с выталкиванием Южно-Китайского и Индокитайского блоков в востоко-юго-восточном направлении под напором индийского «индентора» и раздавливаемого им Тибетского блока. Следствием этого же давления явился и разворот всей Юго-Восточной Азии с субширотной ориентировки на субмеридиональную, с появлением дополнительной серии сдвигов в пределах последней, параллельных сдвигу Красной реки.

16.6. Олигоцен–квартер. Неотектонический этап

Вообще же конец эоцена явился одним из главных рубежей в мезозойско-кайнозойской истории Земли, положив начало неотектоническому этапу ее развития. К этому рубежу относится, по существу, начало формирования всего Альпийско-Гималайского орогенного пояса. Наибольшее значение имели деформации этой эпохи в Пиренеях (отсюда ее название пиренейской, но начались они здесь еще в конце мела), в Альпах, в Бетской Кордильере, Рифе-Телле, в Динаридах-Эллинидах, Балканидах, Понтитах, на Малом Кавказе, Эльбурсе, Индобирманских цепях, в то время как в Апеннинах, Карпатах, на Большом Кавказе главные дислокации произошли позднее, в начале среднего или даже в позднем (Большой Кавказ) миоцене.

В олигоцене и начале миоцена сформированные этими деформациями складчато-покровные сооружения крайней западной части Альпийско-Гималайского пояса стали подвергаться рифтогенной деструкции, перешедшей в спрединг с образованием морских впадин Западного Средиземноморья с корой океанского типа – Алжиро-Прованской, затем Тирренской. Аналогичному процессу, не дошедшему, однако, до спрединга, обязано возникновение восточнее Эгейской впадины (в среднем миоцене), Паннонской и Трансильванской впадин (в позднем миоцене). В пределах Западно-Европейской платформы под косвенным воздействием альпийского орогенеза возникла рифтовая система, прянувшаяся от Северного моря к Средиземному, где она нашла свое морское продолжение, а по ее краям оживился внутриплитный вулканизм.

Заключительные события имели место на рассматриваемом рубеже и в южной половине Тихоокеанского обрамления. В Андах позднеэоценовая эпоха деформаций и поднятий была одной из главных, особенно в Центральных Андах, где она получила название инкской. На противоположной стороне океана уже в начале палеогена была сформирована Внешняя Меланезийская система энсиматических вулканических дуг над зоной субдукции Тихоокеанской плиты под Австралийскую, вдоль которой соответственно образовалась система глубоководных желобов. В конце эоцена произошла кардинальная перестройка – зона субдукции переместилась к югу от дуги, приобрела противоположный наклон, отвечающий поддвигу Австралийской плиты под Тихоокеанскую. Одновременно произошло образование тектонических покровов с обдукцией офиолитов на внутреннюю Меланезийскую дугу в Папуа–Новой Гвинее, Новой Каледонии и на о-ве Северном Новой Зеландии.

В самом Тихом океане в начале олигоцена началось косое столкновение Восточно-Тихоокеанского поднятия с калифорнийской окраиной Северной Америки. Оно привело к отчленению от этого поднятия отрезка, находившегося к северу от разлома Мендосино, и к распаду плиты Фараллон. Южная часть последней в позднем олигоцене была дополнительно расчле-

нена новообразованной Галапагосской осью спрединга, а в среднем миоцене – Западно-Чилийской осью спрединга. Так, на месте единой плиты Фараллон обособились более мелкие плиты Кокос и Наска.

Серьезные изменения претерпела и структура юго-восточной части Тихого океана. Еще в самом начале палеогена образовалась ось спрединга меридионального простирания, отделившая от плиты Феникс Антарктическую плиту. Эта ось сочленялась на севере с осью Пацифик–Фараллон, а на юге с зоной субдукции плиты Феникс под Западную Антарктиду. Новообразованная ось спрединга постепенно смещалась к востоку и в конце олигоцена внедрилась в пространство между Огненной Землей и Антарктическим п-овом, создав пролив Дрейка и глубоководную впадину моря Скотия.

Тем временем вдоль азиатской окраины океана продолжалось формирование системы окраинных морей и островных дуг. В среднем олигоцене началось раскрытие глубоководной впадины Южно-Китайского моря, продолжавшееся до середины миоцена. К тому же времени относится и образование в восточной части Филиппинского моря впадины Сикоку-Парасе-Вела, возникшей благодаря расщеплению вулканической дуги, западным реликтом которой является дуга Кюсю–Палау, а восточным, сохранившим свою активность фрагментом – Идзу-Бонинская дуга. В олигоцене же, очевидно раннем, к востоку от Филиппинского моря и к северу от западного отрезка Внешней Меланезийской дуги благодаря активности субширотной оси спрединга образовалась Каролинская плита. Несколько позднее, в среднем миоцене к западу от Филиппин появилась еще одна небольшая глубоководная впадина моря Сулу.

К началу среднего миоцена относится и возникновение Япономорской впадины с отодвиганием к востоку и изгибом Японской островной дуги. В позднем миоцене севернее образовалась Командорская впадина, отделенная от значительно более древней Алеутской островодужным хребтом Ширшова. Аналогичное происхождение имеют, по-видимому, котловина и подводный хребет Бауэрс. Наконец, в конце миоцена – плиоцене произошло расщепление Марианской дуги на остаточную Западно-Марианскую и ныне активную собственно Марианскую с образованием между ними Западно-Марианской котловины. Тогда же начался рифтинг в тылу дуги Банда с образованием впадины одноименного моря и дуги Рюкю, приведший к возникновению трога Окинава, продолжающего развиваться и в современную эпоху. Неясным остается, как указывалось выше, способ и время образования еще одной глубоководной впадины этого рода – Южно-Охотской (Курильской). С завершением формирования этой периазиатской системы вулканических дуг и окраинных морей сформировалась и система отделяющих ее от открытого океана глубоководных желобов, маркирующих активные зоны субдукции.

В Индийском океане конец эоцена, совпавший с окончанием причленения Индии к Евразии, означал также наступление нового этапа его развития. Он ознаменовался окончанием спрединга между Индийской и Австралийской литосферными плитами и образованием единой Индо-Австралийской плиты, окончанием развития внутриплитного Восточно-Индийского хребта с продолжением в поднятия Брокен и Кергелен и, главное, с формированием современной трехлучевой системы спрединговых хребтов, в которой главной является ось спрединга, протягивающаяся от разлома Оуэн через Аравийско-Индийский, Юго-Восточный Индийский и Австрало-Антарктический хребты на соединение с Южно-Тихоокеанским поднятием. До среднего миоцена еще сохранялась непосредственная связь Индийского океана с Тихим через пространство к северу от Австралии и Новой Гвинеи, принадлежавшее Индо-Австралийской плите, а его кора подвергалась субдукции к северу под Зондско-Бандскую дугу южной окраины Евразии.

В Атлантике наиболее крупным событием послеэоценовой истории был перескок оси спрединга в южной части Норвежско-Гренландского бассейна из хребта Эгир на запад в хребет Колбейнсей, произошедший между концом олигоцена и поздним миоценом и приведший к обособлению Ян-Майенского микроконтинента. Тогда же, очевидно, сформировалось крупное субаэральное поднятие о-ва Исландия, пронизанное осями спрединга, промежуточными между хр. Рейкьянес и Колбейнсей.

Поздний миоцен и начало плиоцена явились временем новой активизации эндогенных процессов. Наиболее примечательным ее выражением явилось распространение оси спрединга Аравийско-Индийского хребта за разлом Оуэн с образованием сначала одноименной котловины, а затем Аденского залива и, наконец, рифтовых Суэцкого и Акабского грабенов с возникновением во впадине Афар тройного сочленения с Восточно-Африканской рифтовой системой. С этими событиями было связано отделение от Африки Аравийской плиты и начало ее перемещения к северу, вдоль трансформного разлома, проходящего через Мертвое море. Это вызвало, в свою очередь, поддвиг Восточно-Черноморской и Южно-Каспийской микроплит под южный край Евразийской плиты вдоль Главного надвига (фактически поддвига) Большого Кавказа и образование чешуйчато-надвиговой и покровной структуры его южного склона, в дальнейшем распространившейся на Куринскую межгорную впадину. Аравийская плита при этом стала играть роль индентора, подобного Индийскому, отжимая к западу

Анатолийскую микроплиту вдоль Северо-Анатолийского разлома и к юго-востоку Центрально-Иранскую микроплиту.

Микроплиты Тиссия и Дачия внутри более западной части Альпийского пояса под влиянием другого индентора – Адрии (Апулии), испытали отжатие к востоку, во взаимодействии с Мёзийской микроплитой вызвав изгиб Карпатской дуги к юго-востоку, сопровождавшийся деформациями ее внешних зон и передового прогиба и вулканизмом в тылу дуги.

На рассматриваемом рубеже резко усилилось поднятие Гималаев и Тибета и надвигание первых на Индийскую платформу, и в это же время возникла широтная зона деформаций в Центральной котловине Индийского океана, генезис которой так же связывают с коллизией Индии и Евразии. В общем коллизионные процессы на границе Евразийской плиты с отторженцами Гондваны усилились по всему фронту за некоторым исключением района Западного Средиземноморья, где возобладали явления растяжения.

В Тихоокеанском сегменте Земли заметным явлением был перескок оси спрединга северной части Восточно-Тихоокеанского поднятия к востоку в Калифорнийский залив с раскрытием последнего. На юго-западе того же океана значительную перестройку испытала Меланезия, где образовалась новая система зон субдукции и глубоководных желобов, окаймляющая с юга Новую Британию, Соломоновы острова и с юго-запада Новые Гебриды (Вануату). В ее тылу произошло раскрытие окраинных морей Новогвинейского, Соломонова, Северного Фиджи. Последнее, с его тройным сочленением осей спрединга, проделало в течение конца миоцена – начала плиоцена сложную эволюцию. А в плиоцене (3 млн лет т.н.) произошло раскрытие междугового трога Лау за счет расщепления единой прежде вулканической дуги.

Значительная роль в новейшем развитии этого региона принадлежала перемещениям по сдвигам, крупнейшими из которых являются широтный сдвиг Соронг к северу от Новой Гвинеи и Альпийский сдвиг Новой Зеландии с южным продолжением вдоль гряды Маккуори. Оба сдвига фактически ограничивают Индо-Австралийскую плиту и отражают ее смещение относительно Тихоокеанской плиты, сочетающееся с субдукцией одной под другую.

Активное развитие продолжала и азиатская окраина Тихого океана, о чем частично уже говорилось выше, применительно к формированию современной системы окраинных морей, островных дуг и глубоководных желобов. На самой континентальной окраине этой системы также происходили примечательные события. К ним относятся, в частности, образование современного Восточно-Камчатского вулканического пояса с продолжением в Курильской дуге, сопряженного с Курило-Камчатским желобом и его зоной субдукции, образование Центрально-Камчатского рифтового грабена и аналогичного грабена Татарского пролива, складчатые деформации на Сахалине в конце плиоцена, связанные с перемещениями по Центрально-Сахалинской зоне сдвигов, обдукция офиолитов на крайнем востоке Тайваня, субдукция коры морей Южно-Китайского, Сулу и Сулавеси под Филиппины и коры Молукского моря под архипелаги Сангихе и Хальмахера и т.д.

На этой заключительной стадии неотектонического этапа резко усилилось воздымание горных сооружений Центрально-Азиатского пояса, достигших 7-километровой высоты, и погружение разделяющих их межгорных впадин, а посредине Китайско-Корейской платформы – развитие системы Фэнвей, пересекшей ее с юга на север, и поднятие плато Ордос, которое эта система окаймляет с востока.

Таковы основные вехи в истории формирования современной структуры земной коры. Ее общая направленность может быть обрисована в следующем виде: появление первых устойчивых островов сиаля в начале архея, стимулировавшее переход от хаотической конвекции в мантии к более унаследованной многоячеистой, с частой миграцией осей спрединга в среднем–позднем архее; начало субдукции океанской литосферы под континентальные микроплиты в позднем архее; расслоение коры на нижнюю гранулитовую и верхнюю с выплавлением «нормальных» гранитоидов тогда же, образование в конце архея первого суперконтинента; распад этого суперконтинента в начале протерозоя с образованием ограниченного числа малых плит и разделяющих их линейных спрединговых и рифтовых подвижных систем; новое объединение континентальных плит в суперконтинент в конце раннего протерозоя; распад этого (или следующего?) суперконтинента в позднем протерозое с образованием вторичных океанов; развитие на месте или по периферии (Тихий океан) последних подвижных поясов, претерпевших орогенез в середине или конце палеозоя и спаявших разделенные ими континенты в новую Пангею; и, наконец, распад этой Пангеи с начала юры и становление современных молодых океанов и обновление коры Тихого океана. Общими тенденциями этого развития было разрастание площади, занимаемой континентальной корой и литосферой, сначала быстрое, затем медленное, прерываемое ее рециклингом в мантию; увеличение площади и уменьшение числа литосферных плит и, соответственно, числа и суммарной длины осей спрединга, и все это, очевидно, на фоне охлаждения Земли и сокращения ее радиуса, осложняемого периодическими пульсациями.

Литература

Сорохтин О.Г., Ушаков С.А., Сорохтин Н.О. Глобальная эволюция Земли и металлогения раннего докембрия // Отеч. геология, 1999, №5, с.56-63

Condie K.C. Plate tectonics and crustal evolution. 4th ed., Oxford: Butterworth-Heinemann, 1997, 282 p.

Condie K.C. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? // Earth Planet. Sci. Lett., 1998, v.163, p.97-108

Hamilton W.B. Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics // Precambr. Res., 1998, v.91, p.143-179

Mints M.V. Correlation between Paleoproterozoic orogens and granulite belts in the Baltic Shield and North American Craton: A suggested model of Paleoproterozoic plate tectonics // Gondwana Research, 1998, v.1, №2, p.235-246

Piper J.D.A. The Neoproterozoic supercontinent. Rodinia or Palaeopangaea? // Earth Planet. Sci. Lett., 2000, v.176, p.131-146

Rogers J.J.W. A history of continents in the past three billion years // J. Geol., 1996, v.104, p.91-107

Sears J.W., Price R.A. New look at the Siberian connection: No SWEAT // Geology, 2000, v.28, №5, p.423-426

Unrug R. The assembly of Gondwanaland // Episodes, 1996, v.19, №182, p.11-20

Weil A.B., Van der Voo R., Mac Niocall C., Meert J.G. The Proterozoic supercontinent Rodinia: paleomagnetically derived constructions for 1100 to 800 Ma // Earth Planet. Sci. Lett., 1998, v.154, p.13-24

Windley B.F. The evolving continents. L. etc., John Wiley & Sons, 1997, 385 p.

Wit M.J. de. On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? // Precambr. Res., 1998, v.91, p.181-226

Yale L.B., Carpenter S.J. Large igneous provinces and giant dike swarms: proxies for supercontinent cyclicity and mantle convection // Earth Planet. Sci. Lett., 1998, v.163, p.109-122

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

К главе 12

Cainelli C.A., Mohriak W.U. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin // Episodes, 1999, №4, p.206-216

К главе 13

Драчев С.С., Елистратов А.В., Савостик Л.А. Структура и сейсмотомография шельфа Восточно-Сибирского моря вдоль сейсмического профиля «Индигирский залив – остров Жаннетты» // Докл. РАН, 20001, т.377, №4, с.521-524

Mattern F.A.A., Schneider W. Suturing of the Proto- and Paleo-Tethys Oceans in Kunlun – Xinjiang, China // J. Asian Earth Sci., 2000, spec. issue, p.651-662

Metcaife I. The Bentong-Raub suture zone // J. Asian Earth Sci., spec. issue, 2000, p.691-712

Natal'in B.A., Amato J.M., Toro J., Wright J.E Paleozoic rocks of northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: Implications for the tectónics of the Arctic region // Tectonics, 1999, v. 18, №6, p.972-1003

Singhaharajwarapan S., Berry R. Tectonic implications of the new suture zone and its relationship to the Sukhota fold belt, Northern Thailand // J. Asian Earth Sci., spec. issue, 2000, p.663-674

Wang X., Metcaife I., Jian P., et al. The Jinshajiang-Ailanshan suture zone, China: Tectonostratigraphy, age and evolution // J. Asian Earth Sci., spec. issue, 2000, p.675-690

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Лаюн прогиб 490
Абакума террейн 255
Абашир сдвиг 249
Абхазо-Мегрельский прогиб 423
Авалон зона 36, 39, 74
Авес подводный хребет 85, 94
Австралийская плита 15, 349, 354, 361, 365, 373, 527, 531, 564
Австрало-Антарктическая котловина 534
Австрало-Антарктический сегмент Индийского океана 523, 534
Австрало-Антарктический спрединговый хребет 373, 534, 537, 540
Австрало-Антарктическое несогласие 534, 540
Австрийская фаза орогенеза 395, 411, 426, 462, 476, 580
Австроальпийские покровы 394, 395
Агдарбандское поднятие 419
Агинско-Борщевочная зона 219
Аграханско-Гурьевский разлом 142, 145
Агульяс котловина 501
Агульяс микроконтинент, плато 535
Адамастер океан 380, 574
Адана прогиб 426, 443, 478
Аделаида система 353, 354, 355, 362, 561
Аденского залива котловина 331, 425, 480, 523, 540, 584
Аджаро-Триалетская система 405, 406, 410, 423, 477
Адлерский прогиб 418
Адмиралтейское поднятие 518
Адриатическая зона 383, 426, 428, 439, 440
Адрия (Апулия) микроплита 426, 428, 476
Азоро-Гибралтарский разлом 484, 490, 491, 492, 500
Азорский вулканический архипелаг 491, 509
Айдахо батолит 59
Айлаошань сутура 232, 583
Айю трог 561
Айя разлом 554
Академика Вернадского разлом 526
Акадская эпоха орогенеза 36, 72
Акаста гнейсы 21, 65
Аквитанский бассейн 141, 159, 492
Акеринская ветвь Малокавказской офиолитовой зоны 442,
Акийоси террейн 224, 254, 581
Акитканский вулкано-плутонический пояс 173, 224, 269, 370, 570
Актау-Моинтинская глыба 210
Аладаг-Биналудский сегмент Эльбурсской системы 418
Алазейско-Олойская вулканическая дуга 238
Алайский микроконтинент 205, 206, 208, 223
Алашаньский массив, поднятие 183, 230
Алдано-Майская впадина 176
Алдано-Становой щит 167, 170, 174, 177, 217, 223, 268, 274
Алданский мегаблок 167, 170, 173, 177, 217
Александер террейн 51, 52, 55, 77
Алеутская дуга 60, 242, 244, 552
Алеутская котловина 77, 244
Алеутский желоб 246, 249, 554
Алеутско-Командорская вулканическая дуга 77, 277,
Алжиро-Прованская впадина 143, 163, 389, 427, 437
Алжиро-Тунисский прогиб 327
Аллеганская эпоха орогенеза 38, 72
Алтае-Саяно-Монгольская область 192, 211
Алтае-Саянская область 203, 210, 214, 223, 225, 269, 272, 575
Алтайская система 213, 214
Алтынтагский сдвиг 184, 222, 229, 276, 583
Альберта прогиб 33, 47
Альборан море, впадина 13, 424, 436, 437, 438, 478, 510
АЛКАПА блок 447, 448, 476
Альминская впадина 145
Альпийский орогенез 17, 108, 182, 278, 425, 478, 480, 583
Альпийский сдвиг Новой Зеландии 368, 373
Альпийско-Гималайский пояс 389-483
Альпухарриды 436
Альпы 389-395
Альтиплано (Пуна) грабен-прогиб 299, 305
Альфа поднятие 511, 514, 517, 521
Аляскинский сегмент Иннуитской системы 43, 46
Аляскинский сегмент Кордильер 46, 52
Амадиес рифт 352, 361
Амазония континент 66, 149
Амазонская впадина, синеклиза 285, 291, 301, 305
Амазонский кратон 36, 39, 66, 289, 295, 285, 301, 317
Амазонский рифт 320, 506
Амгунская впадина 223
Амеразийская (Канадская) котловина 43, 511, 514, 582
Американо-Антарктический спрединговый хребет 307, 484, 500
Амирантский подводный хребет 526
Амитсок гнейсы 21, 65
Амундсена котловина 511
Амуро-Охотский сегмент 222, 223, 274, 578
Амуро-Уссурийский синклинорий 251
Амурская плита 13, 15
Амурская сутура 251
Амурский комплекс 251
Анабаро-Оленекская антеклиза 177, 179, 223, 277, 278
Анабарская антеклиза 170, 179
Анабарский массив, щит 167, 170, 173, 176, 179, 517
Анадырская впадина 242, 244
Анамасдаг массив 443
Анапская флексура 418
Анатолиды 442-445
Анатолийская плита 13, 445, 585

Анатолийско-Таврская платформа, микроконтинент 424, 442, 454, 475
Ангаро-Вилюйский пролив 179,
Ангаро-Вилюйский разлом 179,
Ангаро-Ленская зона дислокаций 179,
Англо-Брабантские каледониды 127, 131
Ангольская котловина 502
Ангольский прогиб 502
Андаманского моря впадина 468
Андаманско-Никобарская вулканическая дуга 467, 468, 478, 527
Андием сутура 232
Андрусова подводный хребет 437, 477
Анды 85, 285, 289, 291, 293
Антальи покровы 443
Антарктанды 293, 306, 377, 382
Антарктическая плита 13, 377, 500, 564
Анти-Атлас массив 150, 316, 320, 321, 327, 331, 435
Антильская зона субдукции 13, 488
Антильская островная дуга 80, 84, 89, 285
Антильско-Карибская область 88
Антлерская эпоха орогенеза 47, 57
Антрим базальты 354
Ануйско-Чуйский прогиб 213, 273
Анук литосферная плита 562, 564
Анцио-Анкона (Олевано-Антродоко) разлом 430
Апеннинская система 157, 389, 391, 427, 428, 430, 477, 580
Аппалачская система 18, 26, 34, 35, 39, 67, 320, 576
Апулия (Адрия) микроплита 395, 428, 580, 585
Апуре-Баринас прогиб 295
Апшероно-Кобыстанский прогиб 418, 425
Апшеронский порог 410
Апшеронский прогиб 424,
Аравалийская система 570,
Аравалли супергруппа 340, 343, 344
Аравийская плита 13, 15, 281, 326, 346, 404, 408, 426, 443, 445, 452, 476, 584
Аравийско-Индийский спрединговый хребет 523, 526, 527, 540, 584
Аравийско-Нубийский щит 316, 320, 321, 323, 327, 331, 333, 453, 573
Арагац вулкан 445
Аранта массив 352, 354, 570
Арарат вулкан 445
Арауканская фаза орогенеза 581
Арбокл поднятие 18, 26, 39
Аргандабский блок 458
Аргентинская котловина 501
Арго котловина 363, 532, 537
Арденны 125, 131, 135, 141, 163
Арекипа массив 297, 298, 301
Арики угол 295, 305
Аркома бассейн 43
Арктида 166, 517
Арктический океан 43, 484, 511, 573
Арморикансий массив 95, 128, 133, 137, 141, 150, 155, 163, 492
Артвино-Карабахская дуга 442
Ару трог 470
Архангельского подводный хребет 421, 477
Астурийская фаза орогенеза 132, 137, 578
Астурийский каменноугольный бассейн 137
Атабаска впадина 27
Атакора система 320, 321, 326
Атлантис разлом 485
Атлантический сегмент Земли 484, 511
Атласиды, Атласская система 309, 327
Аттическая фаза орогенеза 480
Афар тройное сочленение 523, 584
Афгано-Белуджистанский сегмент Альпийско-Гималайского пояса 457
Афгано-Памирский сдвиг 457
Африкано-Антарктический сегмент Индийского океана 523, 535
Африкано-Антарктический спрединговый хребет 484, 500, 535, 536
Африканская (Африкано-Аравийская) платформа 138, 309, 316, 324
Африканская плита 13, 309, 445, 500
Ахаггар-Туарегский эократон 311, 315, 316, 320, 321, 327, 331
Ахалцихская впадина 407
Ахцу-Кацырха поднятие 418

Багамский разлом 485
Багамско-Флоридская карбонатная платформа 485
Бадалинь поднятие 183
Бадахшанский массив 462, 580
Баженовская свита 227
Баия-Бланка прогиб 502
Байдарацкий разлом 192, 197
Байкалиды 95, 96
Байкало-Муйский офиолитовый пояс 217
Байкало-Патомская дуга 174, 177, 216, 217
Байкало-Патомский "залив" Урало-Сибирского пояса 167
Байкальская рифтовая система 246, 265, 266, 583
Байкитская антеклиза 179
Балеарский архипелаг 389, 427, 435
Балканиды 389, 399, 401, 403, 476, 477
Балтийская синеклиза 107, 109, 113
Балтийский щит 72, 95, 96, 107, 109, 113, 122, 147, 150, 517, 567
Балтика континент 35, 127, 148, 506, 517
Бангвеулу блок 317, 319, 331, 332
Банггонг-Нуцзян зона 191, 275, 467, 474, 580
Бангемолл синеклиза 354
Банда дуга 469, 480
Банда море, впадина 470, 584
Бандара кратон 343
Бандельканский комплекс 340, 343
Барбадос и Тобаго невулканическая дуга 84, 489
Барбертон зеленокаменный пояс 309, 310
Баргузино (Ангаро)-Витимский батолит 217
Баргузинский микроконтинент 217
Баренцевоморский бассейн 109, 114, 163, 201
Баренцево-Печорская платформа 114, 158, 163, 192, 577
Баренция платформа 517
Баризан вулкано-плутонический пояс 468
Барито прогиб 472
Барракуда разлом 484, 489
Баррамунди эпоха орогенеза 352
Барроу свод 52, 517
Бассариды 320
Бассейнов и Хребтов область 57, 60
Бассова пролива синеклиза 359
Батерст впадина 27
Батомгский блок 167, 169
Баттен рифт 354
Баунти прогиб, трог 366, 546
Бауэрс грабен 246, 378
Бауэрса хребет 244, 246
Баффинов залив 484, 493, 494, 582
Башкирский антиклинорий 107, 113, 192, 195
Башкирский свод 107
Баэр-Бассита офиолиты 405
Баянхонгорская зона 190, 213
Беата хребет 80
Бейдаглары массив 443
Беллинсгаузена котловина 306, 383, 544, 546, 547
Белорусская антеклиза 96, 107, 113, 155

Белт антиклинорий 47, 66, 571
Белуджистанский ороген 346, 348, 389, 457, 459, 523, 583
Белчер зона 24
Бенамбран фаза орогенеза 576
Бенгальский басейн 345, 346, 527
Бенд антеклиза 26, 39
Бени-Бусера массив 434, 436
Бенин-Нигерийский щит 316, 327
Бенуэ рифт 331, 335, 506
Беотийский флиш 441
Бердморский орогенез 378
Береговая зона Кордильер 52
Береговая Кордильера Колумбии 297, 302, 305
Береговая Кордильера Чили 299, 302
Берегового хребта Тайваня поднятие 260
Береговой батолит Перу 299, 305
Береговые (Карибские) хребты Венесуэлы 85, 285, 293, 295
Берингия плита 13, 582
Берингова моря впадина 77, 244
Бермудское поднятие 485, 510
Бетел впадина 244
Бетская Кордильера 95, 137, 389, 427, 428, 434, 435, 436, 477, 583
Бикон комплекс 384
Бирмано-Зондская система 466
Бирримский комплекс 316, 331
Бирримский пояс 286
Бирриндуду впадина 353, 354
Бирюсинский блок 167, 173
Бискайский залив 129, 135, 141, 389, 476, 484, 491, 492, 507, 582
Бисмарка архипелаг, дуга 369, 373, 556
Бисмарка моря микроплита 369, 561
Битлис массив 443
Бланко разлом 553
Блейк краевое плато 485
Блэк-Хиллс поднятие 57
Блю-Ридж зона 37, 38, 43
Богемский массив 128, 129, 130, 132, 142, 150, 155, 157, 163, 395
Бодайбинский синклинорий 217
Бокового хребта Восточного Кавказа антиклинорий 417, 418
Боконо разлом 85, 293
Боливийский ороклин 305
Большая Венгерская впадина 447
Большая Индия континент 363, 526, 537
Большая Курильская гряда 249
Большая Ньюфаундлендская банка 490
Большеземельский свод 115
Больше-Кевирский разлом 454
Большие Антиллы 80, 84
Большого Балхана поднятие 146, 419
Большого Хингана вулкано-плутонический пояс 224
Большой Артезианский бассейн 359, 363
Большой Бассейн 55, 57
Большой Долины прогиб 59
Большой Кавказ 144, 157, 389, 407, 410, 411, 414, 418, 473, 578
Бонапарта залива синеклиза 354
Борборема провинция 290
Борхгревинка ороген 578
Боуэн эпоха орогенеза 358
Бохайская рифтовая система 183
Бохайско-Хэхуайская синеклиза 183
Бощекульско-Чингизская вулканическая дуга 210, 211
Бразилиа система 289, 300
Бразилиды 286, 301
Бразильская котловина 501
Брансфилд пролива рифт 383
Бревард разлом 37
Бресский грабен 140, 163
Бретонская фаза орогенеза 134
Бриовер комплекс 128
Бристоль впадина 244
Британские каледониды 95, 118, 130, 149, 272
Брито-Арктическая вулканическая провинция 120
Брокен поднятие 533, 534 ,535, 537, 584
Брокен-Хилл (Вильяма) блок 352, 353
Брукса система 43, 46, 52, 517
Буве тройное сочленение 13, 484, 509, 535
Будва (Цукали) зона 440, 441
Букантау-Кокшаальская зона 208, 273
Булавайская группа 310
Буреинский блок 219, 222, 249, 251, 274
Буреинский-Цзямусы микроконтинент 189, 219, 235, 268
Бутсузу линия 255
Бухарский разлом 228
Бушвельд лополит 325
Бэйшань 203

Вавилова вулкан 438
Вайвиль-Томсон порог 495
Вайоминг экократон 22, 25, 65
Валахская впадина 401
Валенсийский трог 437
Валерьяновский вулкано-плутонический пояс 196, 197, 273
Валисский трог 394, 395, 476
Ванни комплекс 343
Вануату (Новых Гебрид) вулканическая дуга 370, 374
Варандей-Адзьвинский блок 115
Вардара зона 403, 440, 441, 442, 452, 475, 580
Вардарский океан 402, 403, 473
Ватынско-Лесновский надвиг 242
Вебер впадина 470
Вегенер-Моусонский пояс 347, 378, 383, 570
Везувий вулкан 432, 439
Великая Дайка Зимбабве 310
Венесуэльская впадина 80, 83, 85, 86
Венский бассейн 391, 395, 445, 447
Вентерсдорп супергруппа 324, 325
Вепориды 398, 399
Беринг бассейн 498, 582
Верхнерейнский грабен 130, 140, 163
Верхнесилезский массив 125, 132, 138, 150
Верхояно-Колымская система 167, 235, 238, 276, 581
Верхояно-Чукотская область 235
Верхоянская мегазона 237
Верхоянская складчатая система 177, 278
Вестбанкен плато 500
Виджаян комплекс 343
Викинг грабен 139
Виктория-Ривер впадина 354
Виллистонская синеклиза 31, 32, 33
Вильяма блок 353, 359
Вилюйская синеклиза 176, 179, 237
Вилюйский рифт 173, 176, 273, 278
Вима разлом 484, 504
Виндийская синеклиза 344, 346
Виндийская супергруппа 345
Витватерсранд супергруппа 324, 325
Витус хребет 244
Витязя желоб 368, 370
Вичито поднятие 18, 29, 67
Внешние Динариды 150, 429, 442
Внешние зоны Бетской Кордильеры 436
Внешние Кристаллические массивы Альп 150, 393
Внешняя дуга Банда 470, 481
Внешняя зона Белуджистанской системы 459, 460
Внешняя зона Телль-Атласа 434

Внешняя зона Эр-Рифа 435
Внешняя мегазона Альп 393
Внешняя Меланезийская дуга 365, 368, 373, 583, 584
Внешняя, флишевая мегазона Карпат 150, 395, 397, 476
Внутренней Монголии гранулито-гнейсовый пояс 268
Внутренне-Монгольский бассейн 215
Внутренне-Монгольско-Дунбейская система 215, 223, 224
Внутренние Динариды 440
Внутренняя дуга Банда 470
Внутренняя зона Белуджистанской системы 459, 477
Внутренняя зона Телль-Атласа 433
Внутренняя зона Эр-Рифа 434
Внутренняя мегазона Карпат 395, 397
Внутренняя Меланезийская дуга 365, 373
Внутрисудетская впадина 132
Вогезы массив 130, 134, 141, 163
Вознесения разлом 501
Воконтский прогиб 393
Волго-Уральская область 96, 106, 113, 147, 148
Вольта впадина 321, 326
Воронежская антеклиза 96, 107, 113, 155
Воронежский массив 104, 106, 147, 148, 567, 568
Воронежско-Куйбышевский блок 106
Воронцовский покров 418
Восточная Авалония 118, 121, 127, 150
Восточная Гондвана 322, 324, 334, 338, 383, 473, 537, 574
Восточная Кордильера Колумбии 295, 296
Восточная Кордильера Центральных Анд 295, 296, 267
Восточная мегазона Корякско-Камчатской области 240, 241, 242, 276
Восточная мегазона Сахалина - Хоккайдо 252, 277
Восточная рифтовая зона Исландии 496
Восточная, внешняя мегазона Мексиканских Кордильер 60
Восточно-Австралийская платформа 15
Восточно-Азиатский вулкано-плутонический пояс 189, 235, 251, 256, 258, 279
Восточно-Анатолийский аккреционный комплекс 443
Восточно-Анатолийский сдвиг 445
Восточно-Антарктическая платформа 347, 377, 378, 383, 568
Восточно-Африканская рифтовая система 331, 335
Восточно-Баренцевский прогиб, трог 115, 118, 155, 518
Восточно-Венесуэльский прогиб 85, 295
Восточно-Воронежский бассейн 148
Восточно-Гатский гранулито-гнейсовый пояс 343, 344, 346, 347, 570
Восточно-Гренландские каледониды 34, 46, 72, 118
Восточно-Европейский кратон, платформа 15, 95, 96, 106, 114, 118, 125, 139, 142, 155, 192, 273, 517, 571
Восточно-Забайкальский сегмент Монголо-Охотской системы 219
Восточно-Индийский хребет 527, 529, 531, 533, 534, 535, 537, 540, 582
Восточно-Иранская зона 454, 459
Восточно-Камчатская мегазона 242
Восточно-Камчатский вулканический пояс 242, 585
Восточно-Каролинская котловина 560, 561
Восточно-Китайская рифтовая система 265, 267, 268
Восточно-Китайского моря впадина 255, 277
Восточно-Кубанский прогиб 144, 414, 415
Восточно-Манычский прогиб 145
Восточно-Марианская котловина 560, 561, 580
Восточно-Русская впадина 113, 148, 158
Восточно-Сахарская протоплатформа 320, 321, 322, 324, 333
Восточно-Саянский ороген 171, 212, 225
Восточно-Сомалийская котловина 527, 540, 582
Восточно-Тихоокеанское поднятие 59, 534, 542, 544, 546, 549, 550, 562, 583
Восточно-Тувинский бассейн 212
Восточно-Уральская зона 195, 196, 273
Восточно-Уральское поднятие 195, 225, 273
Восточно-Ферганская сигмоида 208
Восточно-Черноморская впадина 404, 407, 421, 477
Восточно-Черноморская микроплита 480, 584
Восточные Понтиды 403, 404, 407, 421
Восточный Гиндукуш 460, 462, 477
Восточный Кавказ 417
Врангелия террейн 51, 52, 55, 77
Врангеля остров 511, 517
Вудларк впадина, котловина 375
Вудларк вулканическая дуга 370
Вулкано вулкан 432
Вывенкский надвиг 240
Высоких Гималаев зона 464, 480
Высоких нагорий серия 120, 121
Высоких плато платформа 137, 433
Высокого Атласа прогиб 137, 435
Вьетбакская антеклиза 188
Вьетлаосская система 186, 190, 232, 234, 257, 271, 272

Габонский прогиб 504
Габонский эократон 331
Гавайская система магнитных аномалий 557, 562
Гавайский вулканический архипелаг 552, 556, 557
Гавр трог 373
Гаврово-Триполица зона 441
Гагра-Джавская зона 417, 418, 423
Гаккеля спрединговый хребет 166, 511, 512, 522
Галамская зона 222
Галапагосская ось спрединга 294, 550, 551, 563, 584
Галапагосское поднятие 550, 565
Галисия банка 492, 493
Галф-Кост 18, 62, 77
Гамбье-Отвей-Гипсленд прогибы 359
Гандер зона 36
Гандин массив 191
Гаргано-Хамардабанский микроконтинент 190, 212, 213, 272
Гарганская глыба 190, 214
Гардар котловина 493
Гардарская рифтовая зона 29
Гариеп система 317, 320, 333
Гарц 131, 163, 583
Гаскойн впадина 533, 537
Гаскойн система 350
Гвадалквивирский прогиб 435, 437
Гватемальская котловина 552
Гвианский щит 85, 285, 286, 287, 290, 295, 300, 305
Гвинейская (Бове) синеклиза 320
Гебридский массив 95, 118, 119, 120, 138, 495
Гельветская зона 150, 155, 392, 395, 394
Гемериды 150, 398, 399
Гессенский грабен 140, 163
Гетский покров 158, 399, 402
Гибралтарская дуга 389, 428
Гильмеидский блок 458
Гималаи система 348, 389
Гималайская зона перикратонных опусканий 345
Гималайская эпоха орогенеза 182, 278
Гиперборейская платформа 166, 239, 278, 517, 518, 576, 577
Гиперборея континент 46, 54, 67, 72
Гиринская (Янбианская) зона 224
Гиссаро-Восточноалтайский пояс 208
Гиссенский покров 131
Главная Кордильера Чилийско-Аргентинских Анд 299
Главного хребта Восточного Кавказа антиклинорий 417, 418
Главного хребта Центрального Кавказа зона 157, 414, 415, 417
Главный Гиндукушский разлом 457
Главный Кавказский надвиг 417, 418, 584

Главный Каракорумский надвиг 460, 462, 464
Главный Мантийный надвиг 460, 462, 464, 465
Главный Монголо-Охотский разлом 216, 219, 221
Главный Пайхойский надвиг 200
Главный Пограничный надвиг 460, 464, 465, 466, 480
Главный Саянский разлом 172, 212
Главный Таймырский надвиг 202
Главный Уральский разлом 96, 195
Главный фронтальный надвиг Гималаев 460, 465, 466
Гобан отрог 492
Гоби-Алтайская зона 215
Гоби-Алтайский сдвиг 215, 274
Гоби-Хинганская система 223, 224, 274, 575, 577
Годавари прогиб, рифт 344, 345, 346, 348
Година поднятие 425, 426
Гозау фация 395
Гомариды 434
Гондвана 17, 36, 38, 72, 88, 149, 157, 158, 166, 191, 232, 291, 301, 306, 320, 327, 334, 338, 377, 403, 429, 473, 501, 533, 537, 570, 577
Гонжинский блок 219, 222, 223
Горда плита 13, 563
Горда спрединговый хребет 553, 554
Гориндж банка 491
Горноалтайская формация 213
Горного Алтая зона 211, 214
Горный Крым 389, 410, 412, 413, 414, 473, 578
Готская эпоха орогенеза 102
Гоулер блок 349, 350, 352, 353, 359
Гоф разлом 501
Гояс массив 286, 287, 289, 300
Грампианская зона 120, 121, 152, 575
Грампианская фаза орогенеза 149
Грейт-Глен сдвиг 120, 121
Гренвильская эпоха орогенеза 27, 28, 102, 383
Гренвильский пояс 18, 24, 25, 26, 27, 29, 66, 148, 323, 570
Гренвильский фронт 24, 25, 26, 27, 28
Гренландская котловина 493, 498
Гренландский разлом 497
Гренландско-Исландский прогиб 496
Гренландско-Исландско-Фарерский порог 484, 494, 495, 507
Грузинская глыба 407, 417, 423
Гудаутское поднятие 422
Гудзонов бассейн 32
Гудьюс поднятие 244
Гурийский прогиб 423
Гурма авлакоген 333
Гурон супергруппа 24, 25

Дабейшань поднятие 186, 254
Дагестанский клин 417
Далдынский блок 170, 171, 173
Далма офиолиты 343
Дальсландская эпоха орогенеза 102
Дамара система 317, 319, 320, 326, 333
Дамодар рифт 345, 348
Дандас грабен 378
Даннидж зона 35, 36
Дарварский комплекс 338, 340, 343
Дарвина поднятие 563
Дарлинг впадина 359
Датско-Польский прогиб, рифт 139, 159, 163, 583
Даурская зона 219
Дачия блок 448, 585
Девиса пролива порог 493, 494, 508, 582
Деккана траппы 346, 348, 527, 540, 582
Делавер прогиб 72
Дели система, супергруппа 340, 341, 344, 346, 347, 570
Делред супергруппа 120
Дельвуд ось спрединга 553
Денали сдвиг 54, 60, 77
Денвер прогиб 34, 55
Денисовская зона 197
Денфень комплекс 181
Дербинский антиклинорий 212
Дерюгина впадина 249
Десеадо массив 293
Джалаир-Найманская зона 210
Джаркаинагач-Калмыккульский бассейн 210
Джезказганская впадина 210, 229, 273
Джелтулакский разлом 217
Джида-Витимский разлом 221
Джидинская зона 211, 213, 217
Джорджина впадина 354
Джорджтаунский массив 355, 356
Джугджурский плутон 170
Джунгаро-Балхашский бассейн 210, 272, 273, 577
Джунгарская впадина 211
Джунгарская система 189, 210
Джунгарский сдвиг 203, 205, 211, 274
Дзабханский блок, микроконтинент 190, 213
Дзирульский массив 152, 407, 423
Дзисян "система" 182
Диамантина желоб 534
Динариды 389, 391, 403, 428, 439, 477, 580
Динаро-Зондская ветвь Альпийско-Гималайского пояса 439
Днепровско-Донецкая впадина 104, 107, 109, 158, 163
Добруджинско-Копетдагская ветвь Альпийско-Гималайского пояса 144
Добруджинско-Крымско-Кавказско-Копетдагская ветвь Альпийско-Гималайского пояса 410
Донбасс 144
Донгаргар группа 343
Донецко-Каспийская складчатая зона 95, 107, 113, 144, 158
Донецко-Мангышлакская рифтовая система 146
Дон-Фелисиано пояс 290
Дорсаль 430, 433
Доуралиды 195
Древние Скалистые горы 32, 33
Дунайская группа покровов 158
Дэви разлом 525, 535, 537
Дэу разлом 525
Дю-Тойта разлом 535
Дюфек плутон 380

Евлах-Агджабединский прогиб 424
Евразийская котловина Северного Ледовитого океана 77, 163, 166, 277, 507, 511, 513
Евразийская плита 13, 15, 209, 235, 260, 268, 281, 346, 389, 395, 405, 430, 463, 478, 511
Еврамерика 155, 506
Ейский прогиб 145
Ейско-Березанский вал 144
Енисейский кряж 167, 173, 179, 211, 212, 225, 269, 570, 575
Енисейско-Саянская зона 176, 211,
Енисей-Хатангский прогиб 167, 177, 201, 223, 228, 278
Еннам массив 189
Еравнинская зона 217
Еревано-Ордубадский прогиб 442
Ермак плато 517, 522

Жанны Д'Арк бассейн 490
Жарма-Саурская зона 214
Жекие орогенез 300
Жуинский разлом, сдвиг 167, 217
Заалтайская зона, бассейн 215

Заальская впадина 132
Заальская фаза орогенеза 132, 578,
Забалканский разлом 402
Загроса зона 389, 439, 454
Зайсан-Гобийская система 214, 223, 274
Закавказская микроплита 578
Закарпатский прогиб 399
Замбези система 317, 319
Замбийский эократон 331
Зангезуро-Карадагская ветвь Малокавказской офиолитовой зоны 442
Западная Гондвана 149, 319, 324, 334, 338, 383, 506, 574
Западная Кордильера Колумбии 94, 296, 297, 305
Западная Кордильера Центральных Анд 296, 297, 298
Западная мегазона Корякско-Камчатской области 240
Западная мегазона Сахалина - Хоккайдо 251
Западная мегазона Южного Сихотэ-Алиня 251
Западная рифтовая зона Исландии 496
Западная, внутренняя Притихоокеанская мегазона Мексиканских Кордильер 47
Западно-Австралийская котловина 531, 533, 534
Западно-Австралийский протократон 350, 568
Западно-Австралийсое поднятие 531
Западно-Антарктическая рифтовая система 382, 385
Западно-Аравийская котловина 526, 527
Западно-Африканская протоплатформа 320, 321, 326, 332, 333
Западно-Бирманская микроплита 467, 580
Западно-Джунгарская система 211
Западное Средиземноморье 427, 437
Западно-Европейская котловина 491
Западно-Европейская платформа 15, 138, 142, 158, 392
Западно-Европейская рифтовая система 140, 438
Западной Астурии и Леона зона 136
Западной Сьерры-Мадре вулканическое плато 60
Западно-Камчатская мегазона 242, 277
Западно-Канадский бассейн 31, 32, 33
Западно-Каспийский разлом 424
Западно-Каспийское поднятие 418, 424
Западно-Кубанский прогиб 414, 418
Западно-Марианский подводный хребет 265, 277, 584
Западно-Меланезийский желоб 561
Западно-Регибатский эократон 331
Западно-Сахалинский антиклинорий 251, 252
Западно-Саянская зона 211, 213
Западно-Сибирская платформа 15, 167, 192, 203, 211, 224
Западно-Сихотэалинский синклинорий 251
Западно-Сомалийская котловина 523, 524, 526
Западно-Средиземноморская ветвь Альпийско-Гималайского пояса 437, 477
Западно-Техасский бассейн 72
Западно-Тихоокеанский подвижной пояс 166, 216, 232, 389, 439
Западно-Туранская платформа 142, 145
Западно-Туркменская впадина 145, 146, 410, 419, 420, 421, 423, 424
Западно-Уральская зона 194
Западно-Филиппинская котловина 264, 276
Западно-Черноморская впадина 403, 421, 477
Западно-Черноморский разлом 412
Западно-Чилийское спрединговое поднятие 307, 546, 547, 549, 563, 584
Западно-Шпицбергенский складчато-надвиговый пояс 499
Западные Понтиды 403, 404, 421,
Западный Внутренний каменноугольный бассейн США 29
Западный гнейсовый пояс Австралии 350, 568
Западный Тетис 393, 478
Западных Конголид система 315, 317, 319, 333
Западных подступов к Ламаншу прогиб 492
Западных Судет блок 132, 150
Зауральская зона 196, 225
Зверевский блок 170
Зее-Селемджинская зона 223
Зеленого Мыса вулканический архипелаг 489, 510
Зеленого Мыса разлом 484, 504
Земли Виктории грабен 578
Земли Мэри Бэрд террейн 378, 382, 384, 387, 578
Земля Элсмира 513, 514
Зенкевича краевой вал 249
Зеравшанская зона 205
Зеравшанский океан 206, 208, 272, 273, 577
Зимбабве эократон 309, 310, 313, 314, 319, 323, 324, 325, 331, 568
Зона восточных полуостровов Камчатки 242
Зона флишевых покровов Телль-Атласа 434
Зона флишевых покровов Эр-Рифа 434
Зонгулдак-Амасра каменноугольный бассейн 403
Зонгулдакский бассейн 160, 403
Зондская дуга 469, 481, 531, 540, 580
Зондский желоб 467, 469, 481, 529, 531
Зондско-Бандская дуга 389, 469, 470, 565, 580

Иберийская впадина 142
Иберийская котловина 491
Иберийская Месета 135, 137, 142, 435
Иберийская плита 13, 15, 389, 507
Иберийские герциниды 135
Иберо-Арморикапская дуга 129, 135, 157
Ивреа зона 395, 430
Идзу-Бонин-Марианская вулканическая дуга 235, 264
Идзу-Бонинская (Огасавара) вулканическая дуга 264, 265, 277, 584
Идзу-Бонинский желоб 264, 557
Ижма-Печорская впадина 114, 115
Изанаги плита 557, 564, 563, 580
Известнякового Дагестана зона 417, 418
Известняковый хребет Сицилии 433, 434
Измир-Анкара-Эрзинджан офиолитовая зона 403, 404, 442, 473, 477
Иквитос прогиб 295
Илимаусакский плутон 29
Иллинойс синеклиза 29, 30, 32, 67
Иматака блок 285, 286
Имдзинган зона 184, 189
Императорский подводный хребет 552, 554, 556, 557
Императорский разлом 554
Империал-Вэлли-Солтон грабен 61
Инвестигейтор разлом 531
Инда-Цангпо сутура 460, 463, 464, 580
Индийская плита 15, 209, 346, 348, 467, 478, 523, 527, 537
Индо-Австралийская плита 13, 15, 281, 368, 369, 478, 527, 529, 540, 543, 561, 564, 584
Индо-Аравийский сегмент Индийского океана 523
Индо-Атлантический сегмент Земли 17
Индобирманская система 346, 348, 389, 439, 466, 467, 478, 527
Индо-Зондский сегмент Индийского океана 523, 527
Индоло-Кубанский прогиб 144, 414
Индосинийский орогенез 182, 186, 274, 577
Индосиния 15, 166
Индостанская платформа 166, 338, 340, 343, 344, 346, 457, 459, 467, 568
Инеболу-Варто разлом 404
Инкская фаза орогенеза 299, 305
Иннуитская система 18, 43, 44, 46, 52, 72, 577
Инсубрийский разлом 395, 429
Интрапонтидская зона 449
Интраталрский бассейн 443
Иньяли-Дебинская зона 237, 238

Ионическая впадина 430, 432, 580
Ионическая зона 440, 441
Ионического моря впадина 449, 478
Иркинеевский авлакоген 176, 179
Иркутский амфитеатр 176, 177, 179
Иртыш-Зайсанская зона 210, 214, 215, 225, 274, 575
Иртышская зона смятия 214
Ирумиды 315, 317, 319, 323, 326, 333
Исикари-Румои прогиб 251
Исландия 493, 496, 509
Исландская котловина 495
Ислей террейн 495
Испарты угол 443
Исседонская эпоха орогенеза 269
Исуа-Акилиа комплекс 21, 65

Йилгарн блок 349, 350, 352, 353, 359, 568
Йинин массив 189

Каапваальский эократон 168, 309, 310, 313, 314, 316, 324, 325, 331, 567
Кабильские массивы 433, 434
Кабульский блок 458, 459, 477, 537, 583
Кавери рифт 346
Кагаян вулканическая дуга 471, 480
Кадомский орогенез 72, 128, 575
Казахстано-Киргизский микроконтинент 158, 189, 197, 203, 206, 210, 224, 273, 576
Казахстано-Тяньшанская область 192
Кайкура орогенез 368, 374
Кайман желоб 80, 83, 86
Кайман-Сьерра-Маэстра хребет, дуга 83, 93
Калабрии и Сицилии покровы 430
Калабрийская дуга 428, 437
Калабрийская зона субдукции 432, 439, 449, 478
Калахари протоплатформа 314, 316, 317, 319, 325, 326, 332, 333, 574
Калба-Нарымская зона 214
Калба-Нарымский батолит 214
Калифорнийского залива рифтовая зона 24, 59, 77, 552, 563, 585
Кальтанисетта прогиб 430
Камбейский рифт 346, 348, 527
Камерун вулкан 502
Камеруна линия 335, 502, 510
Кампидано грабен 438
Камуикотан зона 252
Канадская (Амеразийская) котловина 46, 511
Канадский сегмент Иннуитской системы 43, 46
Канадский сегмент Кордильер 47, 51, 52, 55
Канадский щит 18, 21, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 32, 35, 44, 66, 567
Канадско-Гренландский щит 22, 46, 65, 66, 517, 567
Канарская котловина 489, 505
Канарских о-вов вулканический архипелаг 489, 510
Кандин поднятие 186, 279
Канзас впадина 28, 30
Канманту зона 355, 575, 577
Каннак комплекс 190
Каннинг синеклиза 352, 354
Канский блок 167, 173, 176
Канско-Бирюсинская зона 212
Канско-Тасеевская синеклиза 176, 177, 179
Кантабрийская зона 137
Кантабрийско-Аквитанский микроконтинент 128, 137, 138, 149, 150, 157
Кантербери зона 368
Капиды 309, 385
Каприкорн ороген 350, 352, 354
Капская котловина 502
Капский бассейн 326, 327
Карабогазский блок, поднятие 146
Карагандинский бассейн 210, 273
Каракая бассейн 403
Каракорум 460, 462
Каракорумская микроплита 462
Каракульский прогиб 208
Каракумо-Таджикский микроконтинент 205, 206, 208, 273
Каратау поднятие 146, 203, 205, 229, 279
Карачинская впадина 460
Карельская гранит-зеленокаменная область, мегаблок 96, 100, 101, 147
Карибская плита 13, 60, 77, 80, 93, 563, 582
Карибский бассейн 80, 88, 304, 484
Каримунджава поднятие 472
Каркинитский прогиб 144, 145
Карлсберг спрединговый хребет 15, 523, 526, 527
Кармакульский прогиб 201
Карнарвон прогиб 354
Карнеги подводный хребет 550, 551, 552
Каролиниды 27
Каролинская плита 13, 368, 556, 561, 564, 584
Каролинский подводный хребет 556
Каролинский сланцевый пояс 38
Карпаты 125, 127, 132, 157, 389, 395
Карпентария залива синеклиза 353, 359, 363
Карру комплекс 327, 334, 384, 526
Карру синеклиза 327
Карский массив 202, 517, 580
Карталинский сегмент Куринской впадины 423
Касаи эократон 310, 331
Каскадные горы 60, 77
Кассанское поднятие 206
Касский массив 225
Катавазский прогиб 459
Катазиатская система 186, 188, 235, 257, 258, 576
Катангская система 317, 319, 326, 333
Каука прогиб 296
Кафанский блок 442
Кахетино-Вандамская зона 418, 426
Кач прогиб, рифт 345, 346, 348
Кач-Крик террейн 51
Кашмирская впадина 465, 476
Квинелия террейн 51, 59
Квинслендское краевое плато 363
Кёги массив 184
Кейн разлом 485
Кейп-Смит зона 24
Кейп-Смит офиолиты 66, 570
Кейс система 314, 316, 326, 331
Келькорский прогиб 147, 420
Кельтского моря прогиб 490, 492
Кемпбелл краевое плато 366, 368, 373, 546, 563
Кенсан впадина 189
Керала рифт 345, 346
Кергелен плато 534, 535, 536, 537, 584
Кермадекская впадина 544, 546
Керулен-Аргунский блок 219, 221, 223, 274
Керулен-Гонжинский массив 219
Керченско-Таманский прогиб 413, 418
Кетилиды 25, 66, 120
Кечуа фаза орогенеза 299, 305
Кибариды 287, 317, 319, 324, 326, 333, 570
Кибарский пояс 317
Киклады архипелаг, поднятие 441, 449
Килауэа вулкан 556
Киликийская впадина 443, 478
Кимберли впадина 352, 353, 359

Кимезийская система 315
Киммерийский орогенез 109, 258
Кинабалу батолит 471
Кинг-Лиополд система 352
Кипр 443
Киргизско-Терскейский бассейн, сутура 205, 206, 272
Кирения зона 443, 445
Кировоградский блок 104, 105
Киршехирский массив 442
Киселевско-Маноминский комплекс 251
Китайско-Корейский кратон 15, 166, 179, 181, 182, 184, 223, 229, 235, 267, 268, 271, 274, 567, 568, 582, 585
Китаками террейн 255
Китового хребта поднятие 502, 504, 509
Кларион разлом 550, 552, 560
Клиппертон разлом 552, 560, 563
Клосепет батолит 340
Книповича хребет 498, 499
Кобук-Саус-Форк разлом 52
Кодаро-Кеменский лополит 170
Кокос подводный хребет 550, 551, 552
Кокосовая (Уортон) котловина 531
Кокчетавский массив 189, 210, 225
Колбенсей спрединговый хребет 496, 497, 507, 584
Колвилл прогиб 52, 517
Колорадо плато 29, 55, 57, 60
Колумбийская впадина 80, 86, 93
Колумбийский орогенез 72
Колумбия вулканическое плато 59, 77
Колымо-Омолонский микроконтинент, супертеррейн 238, 239, 272, 276, 577, 581
Командорская котловина 245, 246, 277, 584
Командорский сегмент Командорско-Алеутской дуги 246, 277
Командорско-Алеутская островная дуга 242, 244, 246, 277
Коморских о-вов вулканический архипелаг 524
Конго кратон 310, 317, 319, 324, 326, 332, 574
Конго синеклиза 310
Кони-Мургальская вулканическая дуга 240
Конрада поднятие 536
Контумский выступ 190
Копетдаг 389, 408, 410, 418, 419, 475, 480
Коппермайн-Ривер впадина 27, 28
Кораллового моря впадина 564, 582
Корас впадина 326
Корат синеклиза 191
Кордильера Дарвина 300
Кордильерская система 18, 29, 46
Кордильеры США 13, 29, 30, 47, 55, 72, 293
Королевы Шарлотты сдвиг 60, 553
Коромандельская вулканическая зона 368
Коротаихинский прогиб 200
Корсо-Сардинский массив 437, 478
Корякско-Камчатская область 235, 240
Косью-Роговская впадина 200
Котабату желоб 471
Котелская зона 402, 403
Котельнический свод 113
Котуйский авлакоген 176, 179
Кохат-Потварский прогиб 461, 465
Кохистан-Ладахская вулкано-плутоническая дуга 459, 460, 462, 464, 476
Крайштид зона 402
Кракатау вулкан 469
Красной реки сдвиг 234, 262, 276
Красноморский рифт 321, 480
Крафла кальдера 496
Криворожский синклинорий 104
Крижнянский покров 398, 399
Критская дуга 389, 439, 449
Крозе котловина 535
Крозе подводное плато 537, 582
Крымско-Кавказское окраинное море 163, 476
Кряж Карпинского 144, 145, 158
Кряжей и Долин зона 36, 37, 38, 43
Кубадаг поднятие 145, 146, 420
Кубадаг-Большебалханская зона поднятий 145, 146, 420
Кубанский бассейн 144
Кубинский террейн 89
Куддапах впадина, синеклиза 343, 344, 346, 347
Кузнецкий бассейн 214, 273
Кузнецкого Алатау зона 213, 214, 225
Кук-Инлет прогиб 77
Кула плита 55, 77, 244, 277, 554, 562, 563, 580
Кулар-Нерская зона 237, 238
Кулундинский разлом 228
Куньлунский ороген 184, 186, 230, 278, 473, 577
Куньлунь-Циляньшань-Циньлинская система 229
Кураминский вулкано-плутонический пояс 206, 208, 273
Курило-Камчатский желоб 242, 244, 249, 252, 556, 557
Курильская впадина 246, 249
Курильская островная дуга 246, 249, 277, 585
Куринский прогиб 407, 410, 414, 418, 421, 423, 584
Куросегава зона 255
Курультинский блок 170
Курчатова разлом 490
Кусаро-Дивичинский прогиб 414, 418, 420
Кутей впадина 472
Кутеней террейн 51
Кучарский прогиб 184, 185, 278
Куяво-Поморская зона поднятий 139, 163, 583
Кювье впадина 533, 537
Кюрасао-Венесуэльский желоб 87
Кюрдамир-Саатлинское поднятие 407, 424
Кюсю-Палау подводная гряда 264, 276, 277, 582, 584
Кютюмджинский рифт 176

Лабрадорская котловина 484, 493, 582
Лабрадорский пояс 18, 22, 570
Лабрадорско-Британский сегмент Атлантического океана 484, 493, 495
Лабрадорско-Гренландский эократон 21, 66
Лавразия 17, 157, 158, 238, 473, 578
Лаврентия континент 27, 35, 36, 37, 39, 43, 54, 65, 72, 118, 121, 148, 153, 301, 302, 320, 383, 506, 517, 572, 575, 577
Лавруссия 72, 155, 158, 506, 576
Ладожский грабен 107
Лайн вулканический архипелаг 552, 557, 558, 559, 560
Лаккадив-Чагосский подводный хребет 527
Лакшми подводный хребет 527
Ланканцзян (Лонгмукуо-Шуангху) сутура 234
Ланкастер рифт 465
Лаосско-Вьетнамская (Вьетлаосская) система 232, 235
Лапландско-Беломорский пояс 96, 100, 148, 570
Ла-Плата кратон 333
Лаптевых моря рифтовая система 278, 522
Ларамийская эпоха орогенеза 34, 47, 63, 83, 276, 477, 582
Ла-Ронж дуга 23
Лау котловина 373, 585
Лау-Колвилл дуга 370, 372, 373, 374, 375
Лахланская система 355, 356, 359, 363, 576
Левантино-Тбилисско-Аграханский сдвиг 480
Левантинская впадина 449, 450, 478, 580
Левантинский сдвиг 443, 480
Лено-Анабарский прогиб 177, 228, 278
Лено-Вилюйский линеамент 177, 179
Лено-Вилюйский пояс 173

Ленский разлом 173
Леоно-Либерийский (Манский) массив, эократон 310, 315, 320, 327
Лигерийская эпоха орогенеза 134, 155
Лигурийская фаза орогенеза 431
Лигурийские покровы 430
Лигурийский трог 437, 438
Лигурийско-Пьемонтская зона 393, 395, 476
Ликийские покровы 443
Лимпопо пояс 310, 311, 314, 323, 325, 331, 568, 570
Линкан-Симао микроконтинент 232, 234
Лира впадина 560
Логана линия 35, 37
Лозовская зона 412
Лоихи вулкан 556
Ломоносова подводный хребет 511, 513, 517, 521, 582
Лорд-Хау микроконтинент 363, 365, 373, 563, 578
Лофотенская котловина 498, 499
Лузитанский прогиб 142
Луизиада архипелаг, дуга 363, 366
Луисвилл подводный хребет 373, 546
Лунмэншань-Юннань ороген 186, 188, 232, 274, 279
Лутский блок 281, 443, 454
Луфилийская дуга 317, 319, 333
Лхаса массив 191, 463, 465, 473, 580
Львовская впадина 107
Льюиса и Кларка линеамент 55
Льяно поднятие 18, 39
Льянос прогиб 295, 305
Ляохэ комплекс 182

Маврикий вулканический остров 526
Мавритано-Сенегальская система (Мавританиды) 320, 574
Маганский блок 170, 173
Магдалены прогиб 295, 296, 305
Магеллан микроплита 565
Магелланов прогиб 300, 305, 306, 501
Магелланова Кордильера 300
Магелланово поднятие 293, 560, 563
Магнитогорская вулканическая дуга 155, 197, 273
Магонди система 314, 331
Магриба герциниды 127, 137, 138, 575
Магрибиды 430, 433, 436
Мадагаскарская котловина 528, 535, 537, 540
Мадагаскарский микроконтинент 15, 316, 331, 348, 523, 580, 582
Мадагаскарско-Маскаренский субсегмент Индийского океана 526
Мадейра вулканический архипелаг 489, 491
Мазаган краевое плато 490
Майзуру офиолиты 254
Майкопская серия 146
Маймеча-Котуйская зона 177
Майницкая зона 240
Макарова котловина 511, 513, 521, 582
Мак-Артур синеклиза 353, 354
Макковик субпровинция 25, 26
Маккуори разлом, подводный хребет 368, 373, 534, 543, 546, 585
Макранская зона субдукции 457, 459, 481
Малагиды 436
Малаита о-в 370
Малайская впадина 264
Малани риолиты 345, 347
Малая Антильская дуга 484, 489
Малая Венгерская впадина 447
Малая Курильская гряда 249
Мали-Нигерская синеклиза 320
Малмсбери (Салдания) система 317, 320, 333
Малоземельско-Колгуевская моноклиналь 115
Малхано-Яблоновый блок 217, 219, 221, 222, 274
Малый Кавказ 389, 403, 404, 407, 414, 424, 442, 452, 473, 580
Мальвинский бассейн 501
Мальдивский подводный хребет 523, 527, 529
Мальтийский разлом 432, 449, 527
Мальтийско-Пелагийская плита 430
Мамония зона 443, 445
Мамынский блок 219, 222, 223
Манарский рифт 346
Мангитогорская дуга 155
Мангышлакско-Карашорский рифт, трог 146
Манильский желоб 260
Манихики плато, поднятие 546, 560, 563
Манский прогиб 212
Мантикейра провинция 290
Мануе желоб 368
Маражу прогиб 293
Маракайбо впадина 295
Маратон поднятие 39, 43
Марианский желоб 264, 265, 277, 560, 584
Маркетт-Рейндж супергруппа 25
Маркизский разлом 550, 552
Маркус-Неккер подводные горы 556, 557, 558, 563
Марокканской Месеты платформа 137, 435
Марони-Итакаюнас пояс 286, 300
Марри синеклиза 359
Масгрейв массив 352, 353, 354, 570
Маскаренская котловина 526, 535, 537, 540
Маскаренское плато 526, 540, 582
Математиков подводный хребет 552
Мауна-Кеа вулкан 556
Мауна-Лоа вулкан 556
Маунт-Айза система 352, 353, 359, 570
Маханади рифт 345, 348
Мачхолен комплекс 182, 268
Мегагея 570
Мегринский массив 442
Медианная тектоническая линия 254
Медного пояса надвиги 343
Межгорная зона Кордильер 51, 52
Мезенская синеклиза 104, 107, 113, 157
Мёзийская платформа, плита 95, 138, 149, 159, 395, 399, 401, 410, 575, 585
Мезо-Европа 95
Мезотетис 229, 274, 460, 473, 474, 533, 580
Мезоэллинский прогиб 441, 448, 478
Меконгский прогиб 264, 471
Мексиканский сегмент Кордильер 47, 55, 60, 62
Мексиканского залива впадина 18, 34, 35, 36, 39, 60, 62, 72, 89, 490, 507
Мелиата океан 395, 399, 473
Менарда разлом 546
Менделеева поднятие 511, 513, 514, 515, 517, 521, 582
Мендересский массив 442, 443, 449
Мендосино разлом 59, 550, 552, 553, 554, 563, 583
Ментавай островная дуга 468
Мератус поднятие 472
Мёре поднятие 498
Меррей подводный хребет 523, 527
Меррей разлом 25, 457, 552, 553
Мертвого моря разлом 540
Месопотамский прогиб 455
Метаморфическая зона Британских каледонид 120
Метеор вулканическая возвышенность 501
Мешхедский прогиб 408, 418
Мидконтинента плита 18, 25, 28, 30, 36, 66, 570
Мидконтинента рифтовая система 28, 29, 67
Мидленд прогиб 33
Мидленда массив 95, 118, 122, 575

Минас супергруппа 286, 290, 300
Мино-Тамба зона 254
Минусинская впадина 212, 214, 273
Минч прогиб, разлом 120
Мирдита зона 440
Миссисипи залив 36, 42
Мисханский (Арзаканский) массив 442
Мичиган синеклиза 29, 30, 32, 67
Мишми разлом 466
Могок выступ 191, 467
Мозамбикская котловина 327, 523, 526, 537
Мозамбикский океан 334, 338, 347, 383, 561, 574
Мозамбикский пояс 317, 319, 323, 324, 326, 333, 383
Мойн супергруппа 120
Мойнский надвиг 120
Молдавская плита 411
Молданубская зона 130, 134
Молизе-Лагонегро зона 430
Молокаи разлом 552, 553, 560
Мома-Зырянский грабен-прогиб 238
Мома-Селенняхская зона 238
Мона хребет 498
Монголо-Дунбэй-Охотская область 215
Монголо-Забайкальский сегмент 219
Монголо-Охотская область 167, 170, 177, 190, 192, 216, 251, 274
Монгольского Алтая зона 213
Монтана поднятие 31
Монтань-Нуар массив 134, 157
Монтеригийские плутоны 485
Моодис группа 310
Мораво-Силезская зона 132, 137
Моравский массив 402, 440
Моравский покров 402
Мориса Юинга банка 501
Моррис-Джесуп подводная возвышенность 512, 522
Мортон гнейсы 65
Московская синеклиза 107, 109, 113, 157
Мохаве-Сонора сдвиг 55, 60
Мугоджарский массив, микроконтинент 189, 196, 197
Мунзур массив 443
Мурешская офиолитовая зона 399, 476
Мурманский пояс, блок 96
Муссау желоб 561
Муссау подводный хребет 556
Муэртес желоб 83, 86
Муюнкумский массив 189
Мэйдзи гайот 556
Мэчин зона 411

Набберу протосинеклиза 353, 354
Наварин впадина 244
Наварин поднятие 244
Нагаян дуга 277
Нагсуктокиды 23, 24, 66
Наданьхада-Алинская зона 190, 223, 251
Надым-Пурское поднятие 227
Намаква пояс 316, 317, 326
Намаква-Наталь пояс 326, 333
Нанга-Парбат массив 464
Нанкай желоб 255, 264, 265
Нансена котловина 511
Нан-Уттарадит сутура 234
Напо-Галерас поднятие 295
Нарес пролива разлом 495
Нармада-Сон рифтовая зона 345, 348, 527
Наска котловина 550
Наска подводный хребет 549, 550
Наталь пояс 316, 317, 326, 570
Натуралист краевое плато 533
Науру котловина 560
Нгалия впадина 354
Нгаторо грабен 373
Нгоклинь комплекс 190, 191
Невадо-Филабриды 436
Невадская эпоха орогенеза 47, 72
Негрос желоб 260, 471
Нейн провинция 22, 24, 25, 29, 65
Нельканский разлом 167
Немаха поднятие 30, 32
Немуро зона 249
Нео-Европа 95
Неотетис 144, 166, 192, 276, 335, 345, 389, 403, 422, 431, 445, 452, 463, 473, 476, 537, 580
Непско-Ботуобинская антеклиза 175, 176, 179
Неукен впадина 293, 300
Нижне-Анадырская впадина 242
Нижнеараксинский прогиб 410, 424
Нижней Магдалены прогиб 295
Нижнекамчийский прогиб 401
Нижне-Куринская впадина 410, 418, 424, 425, 481
Нижнерейнский грабен 140, 163
Нижнефракийская впадина 445, 448, 478
Низких Гималаев зона 345, 464, 465
Никарагуанское поднятие 80, 83, 85
Никсон-Форк террейн 53, 54
Нимруд вулкан 445
Новая Каледония 363
Новоанглийская система 358, 363
Новоанглийская цепь подводных гор 485
Ново-Гвинейский желоб 533, 561
Новогвинейское (Бисмарка) окраинное море 369, 564
Новогебридская зона субдукции 370
Ново-Гебридский желоб 370
Новозеландская впадина 546
Новозеландское краевое плато 366, 368, 546
Новокаледонская котловина 365
Новокаледонский трог 373
Ново-Кантон трог 560
Новосибирско-Чукотская система 235, 237, 238, 239, 276, 521, 581
Норвежская котловина 498, 507
Норвежско-Гренландский бассейн 484, 495, 496, 498, 507, 511, 582
Нортвинд поднятие 515, 517
Нортвинд разлом 515, 517, 521
Нортон впадина 244
Норфолк микроконтинент, подводный хребет 365, 366, 372, 374, 563, 578
Нумидийский флиш 430, 434, 477
Нунивак поднятие 244
Нуратау-Алайская карбонатная платформа 206, 273
Нутесынская вулканическая дуга 239
Ньюфаундлендская котловина 484, 490
Ньюфаундлендско-Иберийский сегмент Атлантического океана 484, 490, 493, 507
Нюйско-Джербинская впадина 179

О. Терстон террейн 382
Оахака массив 26, 60
Обручева подводная возвышенность 556
Обский океан 227
Обь-Зайсанская зона 203, 210, 211, 214, 272, 518
Одесско-Синопский разлом, сдвиг 421
Озарк поднятие 18, 26, 30
Озерная зона Британских каледонид 121, 122, 150
Озерная зона Западной Монголии 190, 213

Ока-Эль-Пилар сдвиг 80, 85
Океанограф разлом 485
Оки террейн 252, 254, 255
Оки-Дайто подводный хребет 264
Окинава трог 255, 256, 277, 565, 584
Окчон зона 184, 189
Олбэни-Фрейзер ороген 352, 354, 359
Олекминский блок 167, 170
Олекминский плутон 170
Оленекский свод 167, 171, 173
Олимп тектоническое окно 441
Олокитский прогиб 217
Олонос-Пиндос зона 441
Олюторская зона 240, 242, 245, 277
Оманская котловина 457, 523
Оманский покровный комплекс 455
Оманско-Мозамбикский субсегмент Индийского океана 523
Омишека зона 51
Омолонский блок, массив 238, 240, 268
Ондур-Сум зона 215, 223
Онтонг-Джава плато 88, 370, 546, 560, 563
Онфервахт группа 309, 310
Ордосская синеклиза 182, 183, 267, 278, 585
Орегон-Вашингтонская зона субдукции 554
Оринокский прогиб 295
Ормуз бассейн 323
Орфан-Нолл банка 490
Осевая зона Пиренеев 390
Осло грабен 104, 124, 139, 163
Осса-Морена зона 137, 150
Оуэн разлом, подводный хребет 523, 527, 540, 584
Оффисер впадина 354
Охотоморская впадина 246
Охотоморская плита 13, 276, 281
Охотский массив 237, 239, 246
Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс 235, 238, 239, 244, 246, 251, 252, 276, 581

Паданский прогиб 391, 395, 429
Пайн-Крик выступ 350, 354
Пайонир разлом 552
Пайхойско-Новоземельская система 114, 158, 192, 197, 201, 274, 518, 578
Пайхой-Южноновоземельский сегмент 197, 200
Палаван-Миндоро зона, микроконтинент 264, 276
Палар прогиб, рифт 346
Палау (Белау) желоб 264, 265, 556, 561
Палеоазиатский океан, подвижный пояс 149, 155, 158, 166, 174, 176, 189, 192, 206, 214, 229, 268, 279, 518, 561, 575
Палео-Европа 95, 155
Палеопацифик, океан 31, 176, 189, 192, 203, 239, 269, 271, 272, 473, 518, 577
Палеотетис, океан 72, 157, 158, 190, 207, 229, 232, 234, 272, 274, 279, 326, 347, 399, 403, 419, 576
Палеоуральский океан 196, 518
Памиро-Каракорумский сдвиг 229, 460, 462, 476
Памиро-Пенджабский синтаксис 460
Памиро-Шугнанский батолит 462
Панамская котловина 551
Панафриканский орогенез 72, 333, 378, 383
Пангея 17, 65, 66, 72, 88, 147, 157, 158, 190, 239, 268, 311, 359, 473, 506, 523, 561, 577, 580
Пангея I суперконтинент 300, 570
Панормид покровы 430
Панталасса 17, 561
Папуанский офиолитовый пояс 366
Парагвай-Арагуайа система 289, 300, 574
Парана синеклиза 285, 290, 291, 301, 304, 305
Паратетис 163, 478, 480
Пересе-Вела впадина 264, 265, 277
Парижский (Англо-Парижский) бассейн 134, 141, 142, 159
Парнаиба (Мараньон) синеклиза 285, 289, 291, 301, 304, 305
Парнас-Гиона зона 441
Пасхи микроплита 549, 562, 565
Пасхи о-ва разлом 305, 542, 549, 550, 565
Патагонская Кордильера 293, 299, 300, 302, 304
Патагонская платформа 15, 285, 293, 302, 578
Патагонско-Намибийский субсегмент Атлантики 502, 507
Патерсон-Масгрейв пояс 359
Паудер-Ривер прогиб 33, 55, 57
Пачелмский авлакоген 107, 148, 155
Пелагийская платформа 47
Пелагонийская зона 440, 441, 449, 475
Пелоританский массив 430
Пенжинско-Анадырская зона 240
Пенинсулар террейн 52, 55
Пеннинская зона 138, 150
Пенобскотская фаза орогенеза 39
Пенокийский пояс 18, 22, 24, 25, 26, 29, 66
Пенью впадина 264
Передовая Кордильера Чилийско-Аргентинских Анд 302
Передового хребта Центрального Кавказа зона 144, 415
Периадриатический шов 429, 448
Перигондванская платформа 149
Перидодопская зона 403
Перселл антиклинорий 47, 51, 66
Перт впадина, грабен, рифт 354, 533, 537
Перуанская котловина 550
Перуанско-Боливийский бассейн 301
Перуанско-Боливийский субсегмент Центральных Анд 295, 297, 298, 302
Перуанско-Чилийский желоб 547, 549, 550, 551
Песчаномысское поднятия 146
Петерман орогенез 353
Печенга-Варзугский пояс 96, 100, 147
Печеняга-Камена разлом 399, 411
Печоро-Колвинский авлакоген 115, 155
Печорская зона разломов 96
Пешаварская впадина 465
Пидмонта зона 37, 39
Пилбара блок 168, 349, 350, 352, 359, 567
Пинос, купол 80, 89
Пиренеи 95, 142, 389, 427, 477, 493, 583
Пиренейская эпоха орогенеза 477
Пиренейско-Эльбурсская ветвь Альпийско-Гималайского пояса 389
Пирия зона, террейн 44, 46, 517, 518
Пир-Панджала траппы 345, 465, 476
Подветренные Антиллы 80, 84, 85
Позднекиммерийский орогенез 182, 276
Поклингтон поднятие 370, 375
Полкский рифт 346
Полосчатых гнейсов комплекс 340, 341, 343
Полочик-Мотагуа сдвиг 60, 80, 85, 86
Польско-Германские каледониды 125, 127
Польско-Литовская впадина 107, 109, 113
Польско-Северогерманская впадина 138, 139
Поморский прогиб 499
Понгола супергруппа 310, 324, 568
Понтиды 389, 399, 402, 403, 442
Поркьюпайн банка 492, 495
Посейдон океан 28, 46, 66
Потварский рифт 346
Пра-Европа 95
Предадриатический прогиб 440
Предальп покровный комплекс 394
Предальпийский прогиб 130, 142, 392, 429

Предаппалачский прогиб 36
Предапулийская зона 440
Предараканский прогиб 467, 478
Предбалканская зона 159, 401
Предбетская зона 435, 436
Предверхоянский прогиб 177, 235, 239
Предгималайский прогиб 346, 460, 465
Предгорий зона Тайваня 260
Предгорнокрымский прогиб 144
Преддобруджинский прогиб 144
Предкарпатский прогиб 395
Предкиртарская впадина 460
Предкопетдагский прогиб 418, 419
Предкордильера Чилийско-Аргентинских Анд 299, 301, 302
Предпатомский прогиб 176, 179
Предстановая зона 170, 177
Предсулеймановa впадина 460
Предтеллльский прогиб 434
Предуральский прогиб 95, 109, 115, 158, 163
Предэльбурский прогиб 425
Приазовский блок 106, 567
Приангарская зона дислокаций 179
Приантарктический сегмент Атлантического океана 484, 500
Приатлантическая платформа 62
Приатлантический гнейсово-гранулитовый пояс 285, 290, 301
Прибалханская зона 420
Прибылова дуга 244
Прикаспийская впадина 95, 109, 113, 144, 146, 155, 158, 163
Приколымский (Юкагирский) блок 238
Принс Вилльям террейн 55
Принс Эдвард разлом 523, 535, 537
Припятско-Днепровско-Донецкая рифтовая система 107, 113, 155
Присаяно-Енисейская синеклиза 179, 211
Причерноморская впадина 114, 163, 411
Продольной долины Тайваня грабен 260
Прото-Арктический океан 46
Прото-Европа 95
Прото-Лаврентия 66
Протопацифик 67, 72, 174, 176, 269, 490
Прототетис океан 149, 229, 271, 333, 573, 574
Прото-Япетус океан 37, 66, 149, 518
Пунковискана прогиб 301
Путумайо прогиб 295
Пуэрто-Рико желоб 80, 83, 84, 488
Пфальцская фаза орогенеза 578
Пхеннамская впадина 182, 184, 278
Пшекиш-Тырныаузский разлом 415
Пьемонтско-Лигурийский бассейн 427, 430, 476
Пьенинская утесовая зона Карпат 396, 399, 476, 477
Пьюсегюр желоб 368, 373

Раби террейн 53
Рагузы-Иблеа поднятие 430
Раджмахал базальты 345, 537
Раджмахала траппы 348, 531, 537
Рае блок 21, 24
Раму-Маркхам разлом 369, 376
Рангитата - эпоха орогенеза 367, 368, 373, 581
Раннекимммерийская эпоха орогенеза 144, 148, 159, 182
Рауб-Бентонг сутура 234
Регибатский массив, эократон 309, 310, 315, 316, 320, 327, 332
Реикум, океан 39, 150, 157
Рейкьянес спрединговый хребет 15, 493, 495, 582
Рейнские Сланцевые горы 125, 131
Рейнско-Дунайского флиша зона 395
Рейтон прогиб 55, 57
Реконкаво грабен 291
Ренге пояс 254
Реногерцинская зона 131, 132, 137, 142, 150, 157, 158, 577, 578
Реюньон вулканический остров 348, 526, 527, 540
Рибейра пояс 290, 319, 574
Рилфут рифт 29, 62, 67
Римская вулканическая провинция 432
Ринкиды 23, 66
Рио-Гранде рифт 55, 57
Риоке метаморфический пояс 254
Рио-Колорадо прогиб 291, 293, 300, 302
Рионский прогиб 407, 410, 414, 421, 423
Рио-Саладо прогиб 291, 302, 502
Риу-Гранди поднятие 501, 503, 504, 509
Риу-Гранди разлом 501, 502, 507
Риу-Негру-Журуэна пояс 288, 295, 300
Робертсон-Бэй группа 378
Родопский массив 159, 402, 403, 476, 477
Родригес тройное сочленение 13, 523, 535, 540
Рокелиды 320
Роколл плато, микроконтинент 15, 495
Роколл трог 495, 496, 507, 582
Романш разлом 484, 501, 504, 506
Ронда массив 436
Рондония пояс 288, 289, 300
Ронский грабен 140, 163
Росса моря рифтовый бассейн 378, 381, 382
Росская система 377, 378, 575
Ростовский выступ 95, 106, 113, 144
Рувензори система 315
Рудного Алтая зона 211, 214
Рузизи система 314, 315, 331
Русская плита 96, 104, 109, 144, 158, 163
Рутба свод 455
Рушан-Пшартская зона 275, 460, 461, 474, 580
Рыбинская впадина 212
Рюкю (Нансей) архипелаг, дуга 252, 255, 258, 264, 277, 584
Рюкю (Нансей) желоб 264

Саарская впадина 131, 132
Сабах вулканическая дуга 471
Сабзевара офиолиты 408, 442, 474
Савалан вулкан 445
Савская фаза орогенеза 397
Сагаинг сдвиг 467, 468
Сайла разлом 554
Сакарья зона, микроконтинент 403, 442
Саколи группа 343
Саксотюрингская зона 130, 132, 134, 150, 157, 576, 578
Салаирская эпоха орогенеза 213, 272, 575
Салаирский кряж 213, 214
Санандадж-Сирджаи зона 454
Сан-Андреас сдвиг 59, 60, 61, 553, 554
Санбагава зона, комплекс 254
Сангиленская зона 190, 211, 213
Сангиленский массив 189, 272
Сангинато разлом 430
Сангихе вулканическая дуга 471, 472, 585
Сангун метаморфический пояс 254
Сан-Игнасио пояс 288
Сан-Кристобаль желоб 370
Сан-Луиш массив, кратон 290
Сан-Паулу краевое плато 502
Сан-Паулу разлом 504
Сантории вулкан 449
Сан-Франсиску впадина, синеклиза 285, 291
Сан-Франсиску эократон 286, 289, 290, 300, 568, 574
Саравакская впадина, прогиб 264
Саравакский микроконтинент 471, 478
Саргурский комплекс 338

Сарматский щит 104, 147, 155
Сароби разлом 459, 460
Сарыджазский массив 184
Сарысуйские купола 229
Сатпура система 343, 345
Саура-Угарта прогиб 320, 327, 334
Саусар группа 343
Саут-Николсон впадина 354
Сахалина - Хоккайдо система 249, 251, 252
Сахарская плита 309, 327, 334
Сахарского Атласа поднятие 435
Сахенд вулкан 445
Саяно-Байкальская область 177, 278
Саяно-Таймырский разлом 171
Св. Елены разлом 501
Свазиленд супергруппа 309, 310
Свальбардская плита 95, 114, 115, 118, 125, 148, 199, 203, 484
Свальбардская фаза орогенеза 122, 125, 155
Сванетский антиклинорий 417
Свеконорвежский мегаблок 102, 148, 153
Свеконоргиды 104, 570
Свекофеннский мегаблок 96, 102, 148, 570
Свердрупская впадина, синеклиза 44, 46, 517
Святого Георгия прогиб 244
Святого Лаврентия поднятие 244
Сеара поднятие 505, 509
Себаквийская группа 310
Себтиды 434
Северинский покров 399, 476
Северная Добруджа 389, 399, 410, 411, 473
Северного Памира зона 578
Северного склона Центрального Кавказа зона 417
Северное море Фиджи 370, 374
Северные Анды 85, 86, 293, 295, 297, 304
Северные Апеннины 393, 429
Северные Аппалачи 35, 36, 37, 39, 72, 75
Северный Памир 461
Северный Устюрт, блок, синеклиза 145, 146
Северный хребет Скотия 306, 307, 501
Северо-Австралийская (Арго) котловина 532
Северо-Австралийский протократон 350
Северо-Американская континентальная окраина 62
Северо-Американская котловина 485
Северо-Американская плита 13, 46, 59, 60, 80, 86, 281, 517
Северо-Анатолийский разлом, сдвиг 404, 421, 449, 480
Северо-Бузачинский свод 146
Северо-Восточная котловина Тихого океана 549, 550, 552
Северо-Восточная мегазона Новосибирско-Чукотской системы 239
Северо-Восточной Японии мегазона 252
Северо-Восточный хребет Тихого океана 550
Северо-Гренландские каледониды 46, 118
Северо-Закавказская зона межгорных прогибов 421
Северо-Закавказский срединный массив, микроконтинент 417
Северо-Западная котловина Тихого океана 554, 557
Северо-Западный Кавказ 418
Северо-Западный сегмент Тихого океана 542, 554
Северо-Индийская протоплатформа 343
Северо-Испанский трог 493
Северокавказская моноклиналь 414, 415
Северо-Китайская синеклиза 183, 268
Северо-Критский трог 449
Северо-Лусонский подводный хребет 260
Североморско-Среднеевропейская мегасинеклиза 138
Северо-Новогвинейский желоб 368
Северо-Новоземельский сегмент 197
Северо-Охотская рифтовая система 246, 265
Северо-Палаванский желоб 264
Северо-Патагонский (Сомункура) массив 293, 300
Северо-Патомский прогиб 217
Северо-Пиренейская зона 391
Северо-Пиренейский надвиг 390
Северо-Сахалинский бассейн 252
Северо-Сингбумская система 343, 570
Северо-Скиросская котловина 449
Северо-Соломонов желоб 368, 560
Северо-Сомалийская котловина 523, 524
Северо-Таймырская зона 202
Северо-Тибетский массив, микроконтинент 166, 189, 191, 229, 230, 232, 234, 274, 474
Северо-Тукурингрский разлом 167
Северо-Тяньшаньский блок 205
Северо-Фолклендский прогиб 293
Северо-Эгейский трог 449
Севьерская эпоха орогенеза 47, 72, 581
Седла (Чинук) разлом 554
Седрос желоб 553
Сейшельский микроконтинент 15, 335, 348, 524, 526, 582
Сейшельско-Индийский субсегмент Индийского океана 526
Семайл офиолитовый покров 455
Сенегальский бассейн, прогиб 320, 490
Сент-Поль-Амстердам вулканическое плато 534
Сенья разлом 499
Серамский трог 470
Серахский разлом 418
Сербско-Македонский массив 159, 402, 403, 440
Сервейор разлом 552, 554
Сетте-Дабан поднятие 235, 237
Сиамская система впадин 264
Сиамского залива прогиб 234, 264
Сиби грабен 459
Сибирский кратон, платформа 15, 158, 166, 167, 171, 174, 179, 203, 211, 217, 224, 225, 237, 265, 278, 517, 568, 575
Сибирь континент 54, 67, 72, 158, 203, 212, 272, 506
Сибу блок 471, 478
Сибумасу массив 191, 473
Сивашский прогиб 145
Сигсби впадина 62, 65, 89
Сидней-Боуэн прогиб 358
Сикан-Юннаньская гряда 188
Сикейрос разлом 552
Сикоку впадина 264, 265, 277, 584
Симанто комплекс 255
Симферопольский разлом 412
Сингбумский мегакупол 340, 343, 345, 346
Синд-Пенджабская зона перикратонных опусканий 345
Синий 182, 187, 258
Синобирмания 15, 166, 189, 191, 232, 234, 268, 274, 467, 475
Сино-Корейский щит 179, 180, 182, 254
Сино-Корея 229, 506, 573, 576
Сиртский рифт 331, 335
Сихотэалинская система 190, 222, 223, 249, 251, 581
Сихотэалинский вулкано-плутонический пояс 235
Скаггерак, грабен 139
Скаергард плутон 497
Скалистых гор зона 30, 33, 47, 51, 55, 567
Скандинавские каледониды 95, 118, 122, 125, 149
Скандская эпоха орогенеза 153, 272
Скифская платформа 114, 142, 144, 159, 163, 399, 410
Скотия плита 13, 306, 307, 484
Скотт краевое плато 363
Слайд-Маунтин террейн 51
Слейв эократон 21, 22, 23, 65, 567
Снейк-Ривер вулканическая зона 57, 77
Собасан массив 254
Сованко разлом 553
Соландер рифт 373

Соломоновых о-вов архипелаг, дуга 369, 560, 564
Солонкерская зона 215, 223
Соляной кряж 345, 346, 465
Сомалийская котловина 327, 523, 537
Сомалийская плита 13
Сомункура массив 293, 302
Сомхито-Карабахская зона 405
Сономская эпоха орогенеза 47, 72, 581
Соншан супергруппа 181
Соны-Роны рифты 438
Сорачи-Йезо зона 251
Сорол зона разломов 561
Соронг сдвиг 366, 472, 480, 585
Соутпансберг впадина 325
Спарагмит 124
Спити сланцы 345
Спэниш-Пайкс интрузивная группа 57
Средиземноморский подвижный пояс 166, 203, 235, 257, 333
Срединно-Атлантический спрединговый хребет 13, 166, 305, 484
Срединной долины Шотландии грабен 120, 121, 122, 138, 150
Срединно-Лабрадорская гряда 493
Срединно-Тихоокеанские (Мид-Пацифик) горы 557
Срединный Тянь-Шань 205, 206, 272
Средневенгерский линеамент 448
Среднегерманское поднятие 129, 131, 132, 150, 157, 158
Среднего Атласа поднятие 137, 435
Среднегорья зона 402, 448, 476
Среднеевропейская впадина 109, 113
Средней Магдалены прогиб 295
Среднекуринская впадина 424, 481
Среднеприднепровский блок 147, 567
Среднерусская система авлакогенов 107, 148
Ставропольский свод 144, 414, 480
Стамбул-Зонгулдакский блок 403, 477
Становой мегаблок, пояс 167, 170, 177, 179, 217, 268, 570
Стара Планина 150, 401, 402, 403, 476, 477, 575
Стражовский покров 398, 399
Странджи зона 403, 448
Стромболи вулкан 432
Субальпийская зона 393
Субандские предовые прогибы 295, 297
Суббетская зона 436
Субварисский прогиб 131, 132
Субгерцинская фаза орогенеза 62, 583
Субпелагонийская зона 441
Сублиренейская зона 391
Судетская фаза орогенеза 157, 578
Суйко гайот 557
Сулавеси моря впадина 276, 471
Сулавеси, остров 471, 472
Сулейман-Киртарская система 459
Сулу архипелаг, вулканическая дуга 471
Сулу моря впадина 277, 471, 584
Сулу, "шпора" 578
Сунда шельф 261, 276, 472, 583
Сундаленд платформа 470, 472, 478
Сунляо синеклиза 224, 279
Сунпан-Ганзы бассейн 230, 232, 274
Супрагетский покров 399, 402
Сусунайская депрессия 252
Сутамский блок 170
Суханский прогиб 179
Сырдарьинская впадина, синеклиза 203, 224, 228, 279
Сырдарьинский массив 203
Сычуанская синеклиза 188, 279
Сьерра-де-Кутуку антиклинорий 295
Сьерра-де-Макарена поднятие 295
Сьерра-де-Мерида поднятие 85, 295
Сьерра-де-Периха поднятие 295
Сьерра-Леоне впадина 505
Сьерра-Леоне поднятие 505, 509
Сьерра-Леонский эократон 331
Сьерра-Невада, хребет 57, 435
Сьерра-Невада-де-Санта Марта массив 295
Сьерра-Пампа массив 289, 297, 299, 300, 302, 576
Сьюардский массив 244
Сьюпириор эократон 18, 22, 24, 25, 26, 65, 568

Тавриды 389, 442, 443
Таврическая серия 413
Тагильская вулканическая дуга 155, 196, 197
Тагильско-Магнитогорская зона 195, 196
Тагус впадина 491, 493
Таджикская впадина 209
Тайванский бассейн 256, 260
Тайвань, остров 258, 260
Тайвань-Синзи подводная гряда 256
Тайвань-Филиппинская дуга 257, 258
Таймырская система 176, 201, 225, 228, 278
Тайская (Паттани) впадина 264
Таконская эпоха орогенеза 36, 152, 210, 576
Такуту грабен, рифт 291
Таласо-Ферганский сдвиг 205, 206, 208, 274
Танакура сдвиг 252, 255
Тангла массив 191
Танзанийский эократон 310, 314, 315, 317, 323, 324, 326, 331, 332
Танлу разлом, сдвиг 179, 180, 182, 186, 215, 268, 278
Таормина разлом 430, 432
Таримская впадина 184, 185, 229, 269
Таримский кратон 166, 184, 203, 205, 206, 209, 268, 278, 576
Тарквийская моласса 316
Тарнакская зона 458
Тарфайя прогиб 490
Тарханкутский вал 410
Тасманова моря впадина 540, 563, 564, 582
Тасманова синеклиза 352, 359
Тасхаяхтахская зона 238
Татарский свод 106, 113
Татарского пролива прогиб 249, 251, 277, 585
Татриды 398, 399
Таудени синеклиза 310, 316, 320, 326, 333
Таупо вулканическая зона 368, 373
Тауэрна тектоническое окно 394
Тебексан прогиб 189
Теикум, океан 150, 155, 157
Тейсейра-Торнквиста зона сдвига, линеамент 96, 118, 122, 138, 142, 149, 155, 159, 399, 403, 412, 477, 496, 575
Телль-Атлас 389, 427, 430, 433
Телльско-Рифский ороген 434, 435, 477
Тельбесская фаза орогенеза 273, 577
Тенизская впадина 210, 273
Террор вулкан 382
Терский бассейн 144, 417
Терско-Аллареченский зеленокаменный пояс 100
Терско-Каспийский прогиб 144, 147, 414, 415
Терско-Сунженская зона поднятий 417
Тетис, океан 88, 109,150, 163, 166, 189, 269, 327, 354, 403, 456, 473, 506, 537, 561, 565
Тетис-Гималаи (Гималаи Тибета) 463, 464, 465, 478, 480
Теуантепек подводный хребет 552
Тибести массив 327
Тимано-Печорская платформа, плита 95, 114, 115, 158, 192, 199, 518
Тимор, о-в 470, 480
Тиморский трог 470, 533

Тиндуф прогиб 327, 334
Тинтина сдвиг 51, 53, 77
Тирренского моря впадина 432, 437, 438, 478, 583
Тиссия блок 448, 476, 585
Тихоокеанская мегазона Кордильер 59
Тихоокеанская плита 13, 15, 55, 244, 268, 281, 307, 368, 369, 543, 554, 561, 565, 580, 583
Тихоокеанский сегмент 511
Тихоокеанский сегмент Земли 17, 511, 542, 585
Тобаго впадина, прогиб 84
Токантинс система, провинция 289
Токмовский свод 107, 113
Токоро зона 249, 252
Толля (Подводников) котловина 511, 513, 521, 582
Томский массив 213
Томь-Колыванская зона 214, 215
Тонга желоб 373, 544, 546
Тонга-Кермадек дуга 372, 374, 375, 542, 544, 564, 565
Тонга-Кермадек желоб 368
Торе подводная гряда 491
Торлесс формация 368, 383
Торнквиста море 107, 118, 133, 150, 155
Торомский прогиб 223
Торридон 120
Тосканская фаза орогенеза 432
Тосканский покров 429, 430
Трансамазонская эпоха орогенеза 300
Трансантарктического хребта система 377, 378, 381, 382, 575
Трансвааль супергруппа 309, 325
Трангималайский пояс гранитных батолитов 463, 465, 476
Трансгудзонский пояс 18, 22, 23
Транеджунгарский разлом 203
Трансильванская впадина 397, 399, 445, 448, 476, 478, 583
Транскей котловина 526
Трансконтинентальный свод 30, 31, 72
Транслабрадорский батолит 25, 27
Трансмексиканский вулканический пояс 62
Транссахарский пояс 320, 321, 333, 574
Транссахарский пролив 331, 335
Транссканднавский вулкано-плутонический пояс 102, 104, 148, 570
Трёнделаг платформа 498
Три-Кингс поднятие 372, 374
Тринидад микроплита 565
Тристан-да-Кунья вулканический остров 501, 509
Тритон подводная гряда 264
Тробриан желоб 370, 375
Троодос зона 443, 445
Тротуш разлом 411
Туамоту вулканическое плато 542, 550, 559
Туарегский массив 311, 315, 316, 327
Туаркыр, поднятие 145, 146, 205
Тувино-Монгольский микроконтинент 189
Тугурская зона 223
Тукурингра-Джагдинская зона 222, 223
Туле впадина 28, 234
Тулча зона 411
Туманганская зона 190, 223
Тунгусская синеклиза 176, 179, 201
Тунгусский блок 171, 173
Туранский прогиб 146
Тургайский прогиб 192, 197, 203, 224, 228, 279
Туркестанский бассейн, океан 206, 273, 577
Туркмено-Хорасанская система 389, 410, 418
Туруханско-Норильская зона дислокаций 176, 179, 278
Туруханско-Игарский авлакоген 176
Тухуа орогенез 366, 367, 368
Тымь-Поронайская депрессия 252
Тьернес разлом 496
Тянь-Шанская система 184, 186, 189, 203, 229, 271, 278

Убенди система 314, 315, 331
Увейнат массив 316
Удино-Витимская зона 217
Удинцева разлом 544, 546
Удоканская синеклиза 170, 268, 569
Удско-Шантарская зона 222
Уинта поднятие 55
Уйвак гнейсы 22, 65
Украинская синеклиза 158
Украинский щит 95, 96, 104, 106, 113, 144, 146, 148, 155, 168, 567
Укэлаятская зона 240, 242
Улытауский массив 189, 229, 279
Умбрийский покров 429, 430
Уопмей пояс 18, 22, 23, 24, 65
Уортон котловина 529, 531, 532, 537, 582
Уортон подводный вал 531
Уотемен батолит 23
Уошито-Маратон система 18, 39, 43, 46, 60, 62, 67, 72
Урало-Монгольский подвижный пояс 166
Урало-Оманский линеамент 142, 145, 408, 410, 418, 443, 454, 457, 458, 474
Урало-Охотский подвижный пояс 166, 179, 190, 192, 203, 211, 214, 224, 235, 265, 268, 271, 274, 575, 578
Урало-Сибирский пояс 192
Уралтау зона 195
Уральская система 114, 192, 224, 225
Уренгойско-Колтогорский рифт 226, 228
Уринский авлакоген 176, 217, 273
Уринский выступ 173, 179
Урмия-Базман (Дохтар) вулкано-плутонический пояс 408, 454, 476
Уруасу система 287, 289, 300
Уруасуанский орогенез 300
Усагара система 314, 315, 323, 331
Уэдделла моря рифтовый бассейн 379, 382, 385, 536, 537, 580
Уэльса каледониды 121, 122
Уяндино-Яссачинская вулканическая дуга 238

Фаматина вулканическая дуга 302
Фараллон плита 51, 55, 59, 60, 88, 551, 554, 557, 562, 564, 580, 583
Фарахрудская зона 275, 458, 474, 580
Фареро-Шетландский прогиб 495, 496
Фарерский архипелаг 495, 497
Феникс плита 88, 385, 562, 564, 580, 584
Феникс система магнитных аномалий 560
Ферганская впадина 206, 208, 209, 228
Феррар вулканическая провинция 380, 384
Фиг-Три группа 310
Фиджи архипелаг 370
Филиппинская плита 13, 265, 281, 561
Филиппинский архипелаг, дуга 13, 258, 260, 471, 565, 581
Филиппинский желоб 264
Филиппинского моря впадина 257, 260, 264, 471, 584
Финнмаркская фаза орогенеза 122, 149, 152, 272
Фитцрой рифт 354
Флемиш-Кэп банка 490
Флин-Флон дуга 23
Флишевая зона Бетской Кордильеры 434, 436, 477
Фолклендская (Мальвинская) впадина 501
Фолклендско-Агульясский разлом 484, 501, 507, 535
Фолклендское (Мальвинское) плато 484, 501
Форест-Сити впадина 30
Фрайдей микроплита 549, 565

Франклинский (Иннуитский) бассейн 67, 577
Франсвиль супергруппа 325
Францисканский меланж 59
Фухоат купол 191, 232
Фуцзян-Ренан подводная гряда 256
Фэнвей ритфтовая система 183, 267, 268, 278, 585

Хабаровский комплекс 251
Хавасина покров 455
Хазара 348, 439, 459, 460
Хайнань-Сунда сдвиг 264
Хакасский массив 213
Хамардабанская зона 190, 211, 213, 266
Хамбер зона 35, 36, 37, 39
Хамерсли протосинеклиза 350, 353, 354, 568
Хамчал-Хайлар впадина 224
Хангай-Хэнтэй-Даурский прогиб 219
Хангай-Хэнтэйский прогиб 219, 577
Ханкайский микроконтинент 189, 190, 216, 235, 249, 251, 274
Ханойский прогиб 234, 262
Хантымансийский массив 225
Ханхухэйский разлом 213
Хапчанский блок 170, 171
Хатангско-Бофортский разлом 511, 513, 524
Хатангско-Ломоносовский разлом 513
Хатая офиолиты 445
Хейзен бассейн 44, 46
Хейзена разлом 544
Хейс разлом 485
Херн блок 21, 23
Хесса поднятие 557, 563
Хида террейн 252, 254
Хидака зона 252, 276
Хикуранги желоб 368, 373
Хикуранги плато 546
Хионг-Маруи сдвиг 234
Ходжкинсон террейн 356
Холлс-Крик система 352
Хорейверская впадина 115
Хорн, грабен 140, 163
Хорнсунн-Кнеллеген разломы 499
Хотанский прогиб 229
Хоттах 22, 23
Хоуп прогиб 517
Хочский покров 398, 399
Хуан-де-Фука плита 52, 554, 563
Хуан-де-Фука спрединговый хребет 553, 554
Хуан-Фернандес микроплита 549, 565
Хубэй-Гуйчжоуская синеклиза 188
Хьёрт желоб 373
Хэхуайская синеклиза 180, 183

Цайдамская впадина 229
Центральная (Японская) котловина Японского моря 255
Центральная Кордильера (Кордильера Бланка) Центральных Анд 295, 296
Центральная Кордильера Колумбии 295, 296
Центральная котловина Индийского океана 527, 529, 537
Центральная котловина Тихого океана 558
Центральная мегазона Альп 393
Центральная мегазона Корякско-Камчатской области 240, 241, 276, 582
Центральная мегазона Сахалина - Хоккайдо 252
Центрально-Азиатский горный пояс 17, 167, 170, 174, 177, 192, 276, 585
Центрально-Азовский вал 144
Центрально-Алданский блок 167, 169
Центральноамериканская зона субдукции 62
Центрально-Американская система 86
Центрально-Американский вулканический пояс 94
Центрально-Американский желоб 80, 85, 551, 552
Центрально-Анатолийский микроконтинент 403
Центрально-Арморикансная зона 134, 157
Центрально-Афганский массив, микроконтинент 458, 459, 578
Центрально-Африканская рифтовая система 331, 335
Центрально-Африканский пояс 333
Центрально-Бирманская впадина 468
Центрально-Бразильский (Гуапоре) щит 285, 286, 287, 290, 300
Центрального хребта Тайваня поднятие 260
Центральное поднятие Северного моря 138, 159
Центрально-Иберийская зона 135, 150, 159, 578
Центрально-Иранский микроконтинент, микроплита 281, 408, 419, 443, 452, 453, 454, 476, 480, 578, 585
Центральной Аляски мегазона 53
Центральной Бирмы вулкано-плутонический пояс 468
Центральной долины Чили грабен 299
Центрально-Казахстанский разлом, сдвиг 210
Центрально-Камчатский вулканический пояс 242, 244, 277
Центрально-Каракорумский батолит 462
Центрально-Кольский блок 96, 98
Центрально-Крымское поднятие 145
Центрально-Мангышлакская зона 146
Центрально-Монгольские каледониды 215
Центрально-Монгольский массив 190, 213, 215, 219, 272, 274, 577
Центрально-Новогвинейская зона 366
Центрально-Патагонская впадина 291
Центрально-Патагонский батолит 302
Центрально-Суматринский (Семангко) сдвиг 468
Центрально-Таймырская зона 201, 202
Центрально-Уральская зона 195
Центрально-Французский массив 134, 141, 150, 157, 163
Центрально-Черноморский разлом 412
Центрально-Черноморское поднятие 421, 424
Центральные Анды 293, 297, 300, 301, 304, 583
Центральные Апеннины 430
Центральный (Аравийско-Индийский) спрединговый хребет 523, 540, 584
Центральный грабен (Северного моря) 139
Центральный грабен Камчатки 242
Центральный Кавказ 414
Центральный Казахстан 203, 269, 271, 576
Центральный Памир 209, 460, 473
Центральный сегмент Атлантического океана 484, 488
Центральный Сихотэ-Алиньский сдвиг 251
Центральный хребет Западно-Филиппинской котловины 264
Цехштейновый бассейн 109, 139, 159
Цзинбайкоу "система" 182
Цзуньи поднятие 188
Цзяннанская система 188, 257
Цзяннань поднятие 186, 187, 188, 279, 575
Цзянтан массив, террейн 229, 232, 234, 274, 474
Циляньшань, система 229, 230, 271, 575
Цинлинь складчатый пояс 179, 182, 186, 230, 267, 279, 575
Циркум-Ордосская рифтовая система 265, 267, 268
Циркум-Унгавская дуга 24
Цусима котловина 255

Чагай-Кандагарская вулканическая дуга 458, 476
Чагайское вулкано-плутоническое поднятие 458
Чако-Пампа прогиб 291, 302
Чако-Параны впадина 291
Чаман-Мукурский сдвиг 457, 458
Чаннин-Менглян сутура 234
Чанчен "система" 182
Чапада-Диамантина серия 291

Чарли-Гиббса разлом 484, 490, 493, 495, 507, 582
Чарская зона 214, 215, 225
Чейн подводный хребет 523, 524
Чейн разлом 501, 506
Челленджер разлом 546
Чернова поднятие 260
Черноморская впадина 410, 412, 421, 426, 578
Черчилл провинция 18, 23
Четем поднятие 366, 368, 546, 563
Чилийская котловина 547, 549, 550
Чилийско-Аргентинский субсегмент Центральных Анд 295, 267, 302
Чингиз-Тарбагатайская зона 214
Чинук разлом 565
Читрадурга группа 339, 340, 343
Чичибу тектоническая пластина 255
Чортай-Боян-Обо авлакоген 182
Чортис, блок 85, 86
Чубут-Сан-Хорхе прогиб 293, 300
Чугач террейн 55
Чуйская впадина 229
Чукотский шельф 515
Чукотское поднятие 515, 517, 521, 582
Чукотско-Сьоордский массив 517
Чульманская впадина 177
Чу-Сарысуйская впадина, синеклиза 228, 229, 279

Шамвайская группа 310
Шанси антеклиза 181, 182
Шаньдунский массив 180, 183
Шарко разлом 501, 506
Шарыжалгайский блок 167, 172, 211, 268
Шатского поднятие 422, 557, 560, 563
Шварцвальд массив 130, 141, 142, 163
Шеба спрединговый хребет 523
Шевли-Аянская зона 222
Шеклтона разлом 306, 307, 546, 564
Шемахино-Кобыстанская зона 418, 426
Шинокская сутура 460
Шкодер-Печ разлом 439
Шонгло поднятие 186, 188
Шпицбергена (Свальбарда) каледониды 95, 118, 124
Шпицбергенский разлом 484, 497, 499, 511
Штирийская фаза орогенеза 397, 442, 478

Эауриник вал 561
Эбурнейская эпоха орогенеза 315, 316
Эгейская микроплита 449, 452, 583
Эгейского моря впадина 389, 439, 440, 445, 449, 452, 478
Эгир хребет 498, 507, 584
Эдрэнгинская зона 215
Эквадорский желоб 551
Эксмут краевое плато 363, 533
Эксплорер микроплита 554, 563
Эксплорер спрединговый хребет 553, 554
Эллиниды 95, 389, 449, 440, 477, 580
Эллинская зона субдукции 443, 449, 478
Эллинский желоб 449, 450
Элсмирский орогенез 46, 52, 72, 518
Элсуэрт-Уайтмор террейн 378, 382, 383, 385, 387
Элтанин зона разломов 543, 544, 546, 550
Эль-Баул поднятие 295
Эльбурса система 389, 407, 408, 419, 442, 452, 473, 580
Энгадина тектоническое окно 394
Эоальпийская фаза орогенеза 431
Эолова вулканическая дуга 432, 439, 478
Эратосфена поднятие 445, 452
Эребус вулкан 382
Эринпура граниты 345
Эр-Риф 137, 389, 427, 433, 434, 435, 438
Эскамбрай, купол 80, 89
Эспиньясу система 287, 290, 300
Эссауира прогиб 490
Эстонсин прогиб 55
Этендека базальты 291, 304
Этна вулкан 430
Эшбертон система 350, 353

Юго-Восточного Памира зона 460, 462
Юго-Восточно-Индийский спрединговый хребет 527, 529, 535, 536, 537, 540
Юго-Восточный Кавказ 418
Юго-Западного Калимантана (Шванер) блок 478
Юго-Западного Памира зона 460, 462
Юго-Западной Японии мегазона 252
Юго-Западный Индийский спрединговый хребет 526, 535, 537, 582
Южная Георгия остров 293, 304, 306, 382, 387
Южная Горда микроплита 554
Южная Добруджа 399
Южная котловина Тихого океана 546
Южная мегазона Альп 395
Южно-Австралийская котловина 534
Южно-Австралийский протократон 350
Южно-Американская платформа 285, 290, 297, 300, 302
Южно-Американская плита 13, 87, 285, 500, 547
Южно-Американские Кордильеры 285, 382
Южно-Антильская (Скотия) островная дуга 304
Южно-Анюйская мегазона 238, 239, 276, 581
Южно-Анюйский океан 518, 519
Южно-Арморикапский блок 134
Южно-Атлантический спрединговый хребет 501
Южно-Атласская зона разломов 138, 435, 473, 489
Южно-Африканский щит 309
Южно-Балеарская впадина 437, 438, 478
Южно-Баренцевский трог 115, 118
Южноболгарский надвиг 402
Южно-Верхоянская зона 237
Южно-Гиссарская-Калайхумбская зона 205
Южно-Гиссарский вулкано-плутонический пояс 208
Южного склона Большого Кавказа зона 417, 418
Южно-Гобийский микроконтинент 215, 217
Южно-Джунгарская система 211
Южно-Индийский щит 338
Южно-Исландская зона разломомв 496
Южной Аляски мегазона 53
Южно-Карская впадина 201, 225, 518
Южно-Каспийская виргация 419
Южно-Каспийская впадина 407, 408, 410, 414, 418, 421, 423, 424, 478
Южно-Каспийская микроплита 480, 584
Южно-Китайский кратон, платформа 15, 166, 184, 186, 190, 232, 235, 257, 258
Южно-Китайского моря впадина 257, 260, 264, 470, 581, 584
Южно-Коншонский бассейн 264
Южно-Мангышлакская зона прогибов 146
Южно-Монгольская система 214, 215, 216, 274, 575, 577
Южно-Новоземельская антиформа 201
Южно-Норвежский прогиб 104, 498
Южно-Оклахомская рифтовая система 29
Южно-Оркнейских о-вов архипелаг 306, 307, 382, 383, 387
Южно-Охотская впадина 246, 249, 277, 584
Южно-Патагонский (Десеадо) массив 293, 300
Южно-Пиренейская зона 142, 391
Южно-Португальская зона 137, 150, 577
Южно-Рифского коридора прогиб 435

Южно-Становой разлом 167
Южно-Таймырская зона 201, 278
Южно-Тибетский массив, микроконтинент 166, 189, 191, 474, 580
Южно-Тихоокеанское поднятие 542, 543, 544, 546, 584
Южно-Тукурингрский разлом 222
Южно-Тяньшанская мегазона 205, 211
Южно-Фиджийская впадина 372, 374
Южно-Шетландских о-вов архипелаг 306, 382, 383, 387, 546, 564
Южно-Эмбенская зона 95, 145, 146
Южные Анды 291, 293, 299, 304, 306
Южные Аппалачи 35, 39, 72, 327, 577
Южные Скалистые горы 55, 57, 77
Южный океан 535
Южный Памир 460, 461
Южный сегмент Атлантического океана 304, 484, 501
Южный сегмент Тихого океана 542
Южных нагорий Шотландии зона 121, 152
Южных Сандвичевых островов дуга 306, 484, 501
Южных Сьерр Буэнос-Айреса прогиб, грабен, рифт 291, 302
Юкатанская впадина 80, 83, 89
Юкон-Танана террейн 51, 53
Юннань-Гуансийская синеклиза 188
Юннань-Малайская система 190, 234, 272, 274, 467, 577
Юра 393
Юрика орогенез 495
Юрока порог 359
Ютунский покров 153

Яйлинский комплекс 413
Якутат террейн 55
Якутский свод 177
Ямато (Хонсю) котловина Японского моря 255
Ямато поднятие 255
Янбинская зона 274, 578
Ян-Майен микроконтинент 497, 498, 507, 584
Ян-Майен трог 497
Яншаньская эпоха орогенеза 182, 188, 191, 232, 278
Яншаньский авлакоген 182, 185, 269
Яп желоб 264, 556, 561
Япетус океан 31, 35, 36, 37, 39, 67, 118, 121, 149, 150, 192, 506, 518, 561, 575, 577
Япономорская впадина 249, 255, 277, 584
Японская островная дуга 252, 265, 277, 584
Японская система магнитных аномалий 264, 557
Японский желоб 249, 252, 255, 557
Яркендский прогиб 184, 185, 186, 229, 278

Научное издание

Хаин
Виктор Ефимович

ТЕКТОНИКА КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ
(год 2000)

«Научный мир»
119890, Москва, Знаменка, 11/11
Тел./факс (095) 291-28-47
E-mail: naumir@ben.irex.ru. Internet: http://195.178.196.201/N_M/n_m.htm
Лицензия ИД № 03221 от 10.11.2000
Подписано к печати 15.07.2001
Формат 60×88/8
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Усл. печ. л. 74,8
Тираж 500 экз. Заказ 634
Издание отпечатано в типографии
ООО "ПОЛИМАГ", Москва, Дмитровское ш., 107

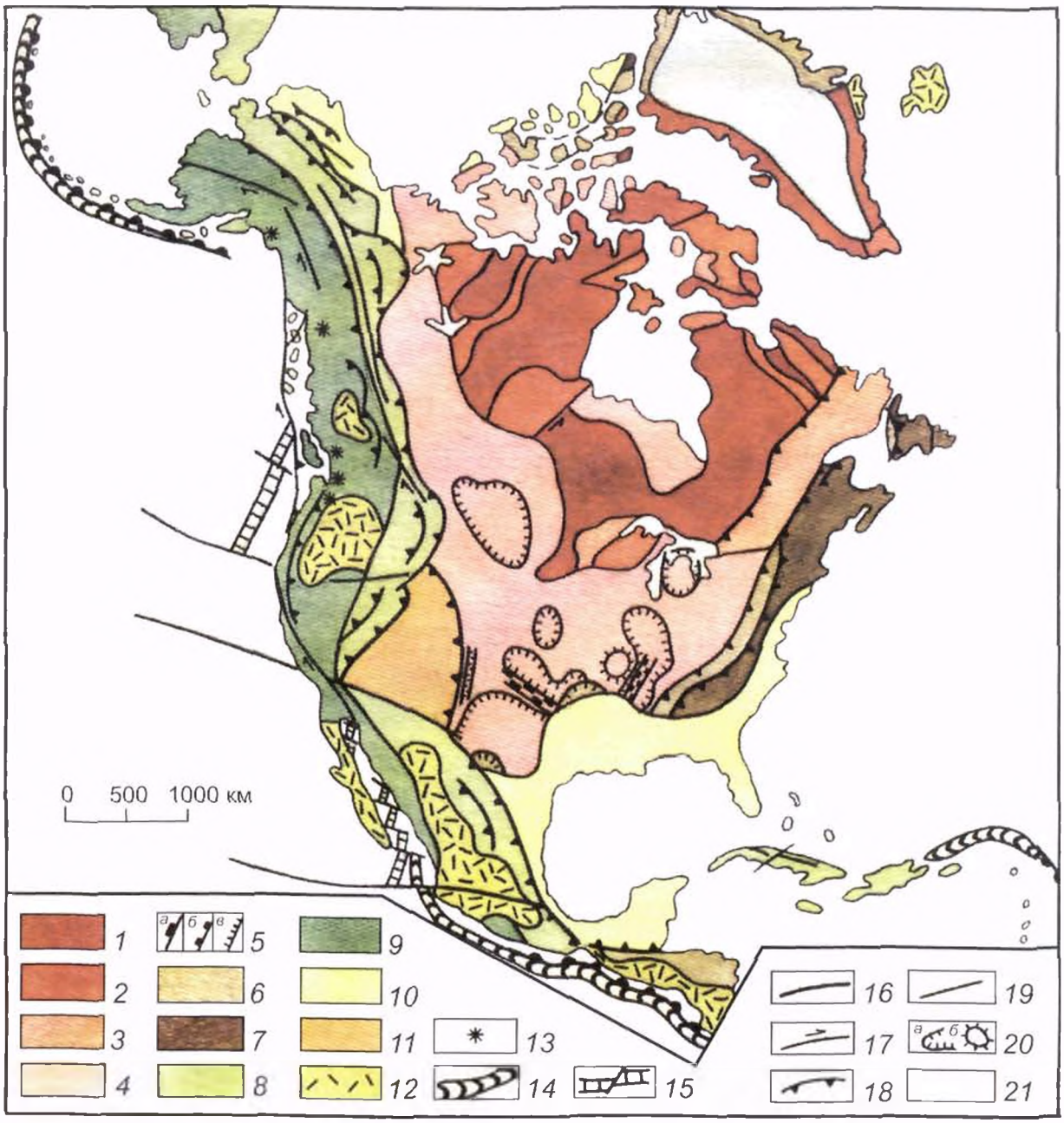


Рис. 2-1. Тектоническая схема Северной Америки

Северо-Американская древняя платформа: 1, 2 – Канадско-Гренландский щит: *1* – блоки, кратонизированные в конце архея, *2* – то же, в конце раннего протерозоя, *3* – то же, в конце среднего протерозоя; *4* – фанерозойский чехол платформы; *5* – рифты: *а* – раннепалеозойские, *б* – позднепалеозойские, *в* – кайнозойские; *6, 7* – *палеозойские складчатые системы*: среднепалеозойские – Восточно- и Северо-Гренландская, Инуитская, Северо-Аппалачская, позднепалеозойские – Южно-Аппалачская и Уошито-Маратон: *6* – внешние зоны, *7* – внутренние; *8–10* – *мезозойско-кайнозойская Кордильерская складчатая система*: *8* – внешняя мегазона позднемеловой раннепалеогеновой складчатости, *9* – внутренняя мегазона позднеюрской–среднемеловой складчатости; *10* – вовлеченная в деформации и поднятие Кордильер часть древней платформы; *11* – мезозойско-кайнозойский чехол молодой платформы; *12* – покровы кайнозойских наземных вулканитов; *13* – современные вулканы; *14* – глубоководные желоба; *15* – зоны спрединга в океане; *16* – разломы; *17* – сдвиги; *18* – надвиги; *19* – границы структурных элементов; *20* – контуры: *а* – крупных впадин в пределах древней платформы, *б* – поднятий; *21* – ледниковый покров в Гренландии

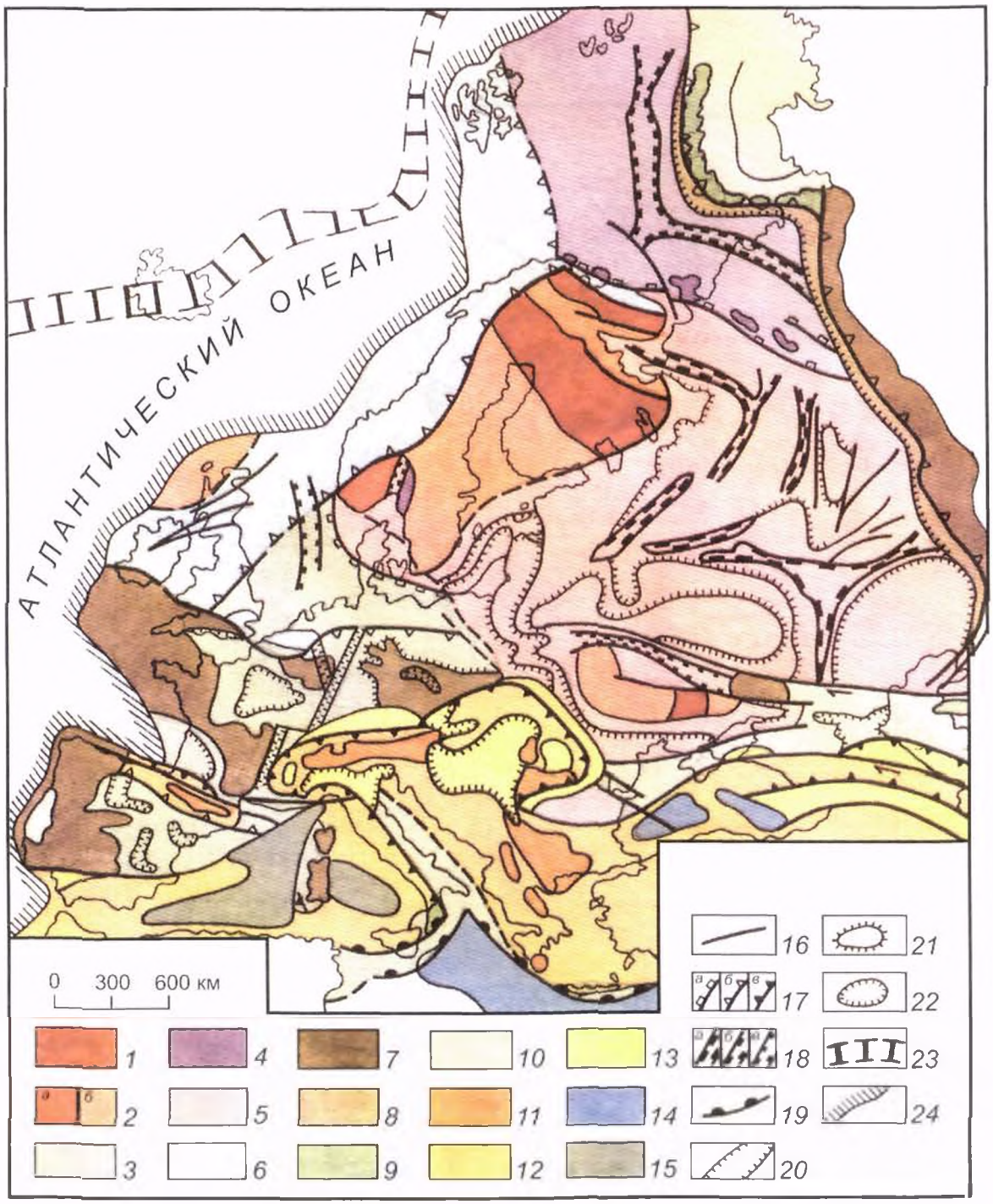


Рис. 4-1. Тектоническая схема Европы

1–3 – древняя Восточно-Европейская платформа и Гебридский массив: *1–2*: выступы фундамента (щиты): *1* – архейского, *2* – *а* – нижне- и *б* – среднепротерозойского; *3* – осадочный чехол; *4* – позднепротерозойские (байкальские) складчатые системы; *5* – эпигренвильский и эпибайкальский осадочный чехол; *6* – ранне- и среднепалеозойские (каледонские) покровно-складчатые системы; *7* – позднепалеозойские (герцинские) покровно-складчатые системы; *8* – передовые прогибы герцинских орогенов; *9* – мезозойские (киммерийские) складчатые системы; *10* – осадочный чехол молодых платформ; *11–12* – кайнозойские (альпийские) покровно-складчатые системы: *11* – внутренние, *12* – внешние зоны; *13* – альпийские передовые прогибы; *14–15* – впадины внутренних морей с корой океанского или субокеанского типа: *14* – с корой донеогенового, *15* – неогенового возраста; *16* – границы крупных тектонических элементов; *17* – надвиговые фронты: *а* – каледонские, *б* – герцинские, *в* – альпийские; *18* – континентальные рифты: *а* – средне- и позднепротерозойские, *б* – среднепалеозойские, *в* – позднепалеозойские и раннемезозойские; *19* – современные зоны субдукции; *20* – кайнозойские рифты; *21* – контуры крупных платформенных поднятий; *22* – то же, впадин; *23* – осевая зона Срединно-Атлантического хребта; *24* – граница континент/океан

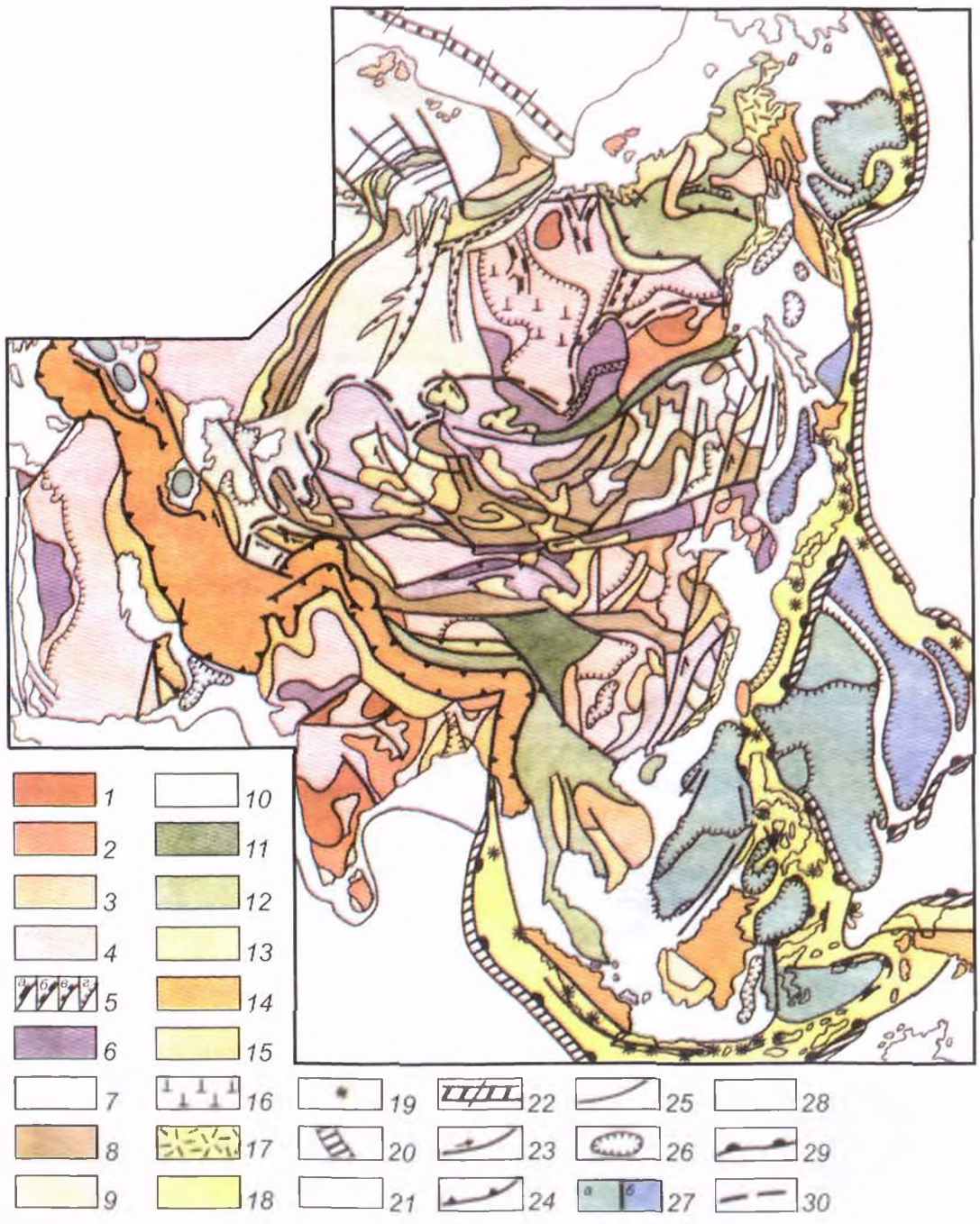


Рис. 5-1. Тектоническая схема Азии

Древние платформенные массивы: 1–3 — выходы фундамента: *1* — раннедокембрийского, *2* — позднедокембрийского, *3* — древние массивы в мезозоидах; *4* — позднепротерозойский и фанерозойский чехол; *5* — континентальные рифты: *а* — рифейские, *б* — среднепалеозойские, *в* — позднепалеозойские и мезозойские, *г* — кайнозойские; *6–8* — позднепротерозойские — фанерозойские складчато-покровные системы: *6* — позднепротерозойские (байкальские), *7* — раннепалеозойские (салаирские) и среднепалеозойские (каледонские), *8* — позднепалеозойские (герцинские); *9* — средне-позднепалеозойские молассовые прогибы; *10* — чехол молодых платформ; *11–12* — мезозойские складчато-покровные системы: *11* — раннемезозойские (раннекиммерийские), *12* — позднемезозойские (позднекиммерийские); *13* — мезозойские молассовые прогибы; *14* — альпийские покровно-складчатые системы; *15* — кайнозойские молассовые прогибы; *16* — границы; *17* — мел-палеогеновые пояса вулканитов; *18* — неоген-четвертичные поля вулканитов; *19* — вулканы; *20* — глубоководные желоба; *21* — абиссальные равнины; *22* — срединно-океанские хребты; *23* — сдвиги; *24* — надвиги; *25* — прочие разломы; *26* — контуры впадин; *27* — центральные части впадин окраинных и внутренних морей, подстилаемые океанской и субокеанской корой: *а* — домиоценовой, *б* — неогеновой; *28* — впадины окраинных и внутренних морей с континентальной корой; *29* — зоны субдукции; *30* — северная граница области Центральной Азии, захваченной альпийскими деформациями

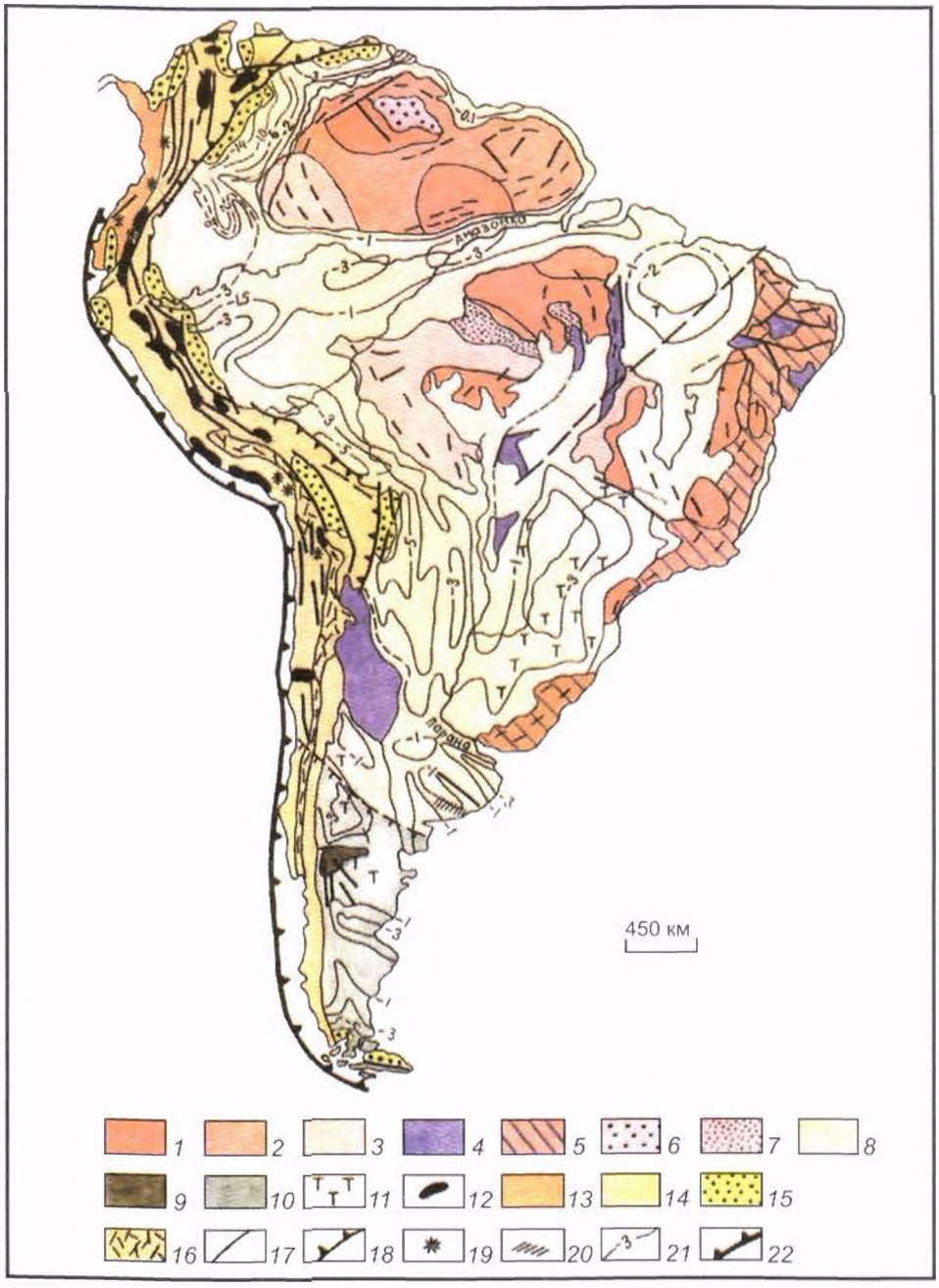


Рис. 6-1. Тектоническая схема Южной Америки

1–10 – Южно-Американская древняя платформа: *1–5* – фундамент платформы: *1* – архейский, *2* – раннепротерозойский, *3* – среднепротерозойский, *4* – позднепротерозойский, *5* – области тектоно-магматической переработки в позднем протерозое кембрии; *6–8* – чехол платформы: *6* – среднепротерозойский, *7* – средне- и позднепротерозойский, *8* – фанерозойский. *9–11* – Патагонская молодая платформа: *9* – выступы позднепротерозойского-палеозойского фундамента, *10* – мезозойско-кайнозойский осадочный чехол, *11* – поля распространения мезозойских и кайнозойских вулканитов; *12–17* – Андский орогенный пояс: *12* – выходы докембрийского и палеозойского метаморфического комплекса, включая гранитоиды, *13* – мезозойско-кайнозойский комплекс Западной мегазоны Северных Анд, включая гранитоиды, *14* – то же, Восточной мегазоны Северных Анд, а также Центральных и Южных Анд, *15* – молассовые прогибы, передовые и межгорные; *16* – кайнозойские наземные вулканиты, *17* – разломы (кроме надвигов); *18* – надвиги; *19* – молодые вулканы; *20* – зона деформаций платформенного чехла; *21* – глубины залегания платформенного фундамента; *22* – зона субдукции

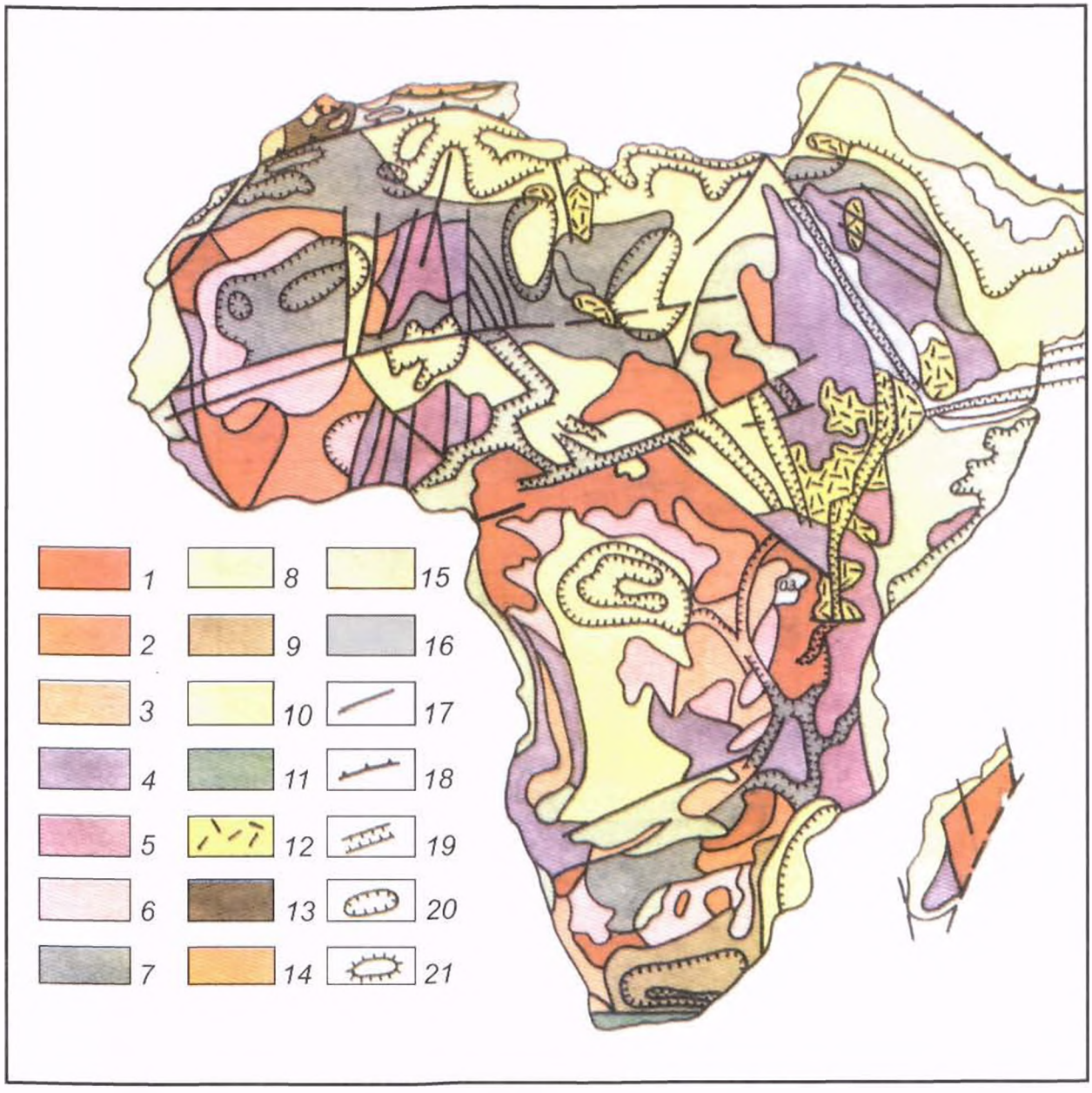


Рис. 7-1. Тектоническая схема Африки

Африкано-Аравийская древняя платформа: *выступы фундамента*: 1 — архейского, 2 — нижнепротерозойского, 3 — среднепротерозойского, 4 — верхнепротерозойского, 5 — раннедокембрийского, переработанного в позднем протерозое — начале палеозоя; *осадочный чехол*: 6 — протерозойский, 7 — палеозойский, 8 — мезозойский и кайнозойский, 9 — комплекс Карру (C3–J1), 10 — фанерозойский без подразделения, 11 — палеозойско-триасовый чехол, смятый раннекиммерийской складчатостью (Капская складчатая зона), 12 — поля кайнозойских наземных вулканитов; 13 — области герцинской складчатости; 14 — области альпийской складчатости; 15 — альпийские передовые и межгорные прогибы; 16 — осадочный чехол эпигерцинской платформы; 17 — разломы (кроме надвигов и шарьяжей); 18 — надвиги и шарьяжи; 19 — рифты; 20 — контуры платформенных впадин; 21 — контуры платформенных поднятий

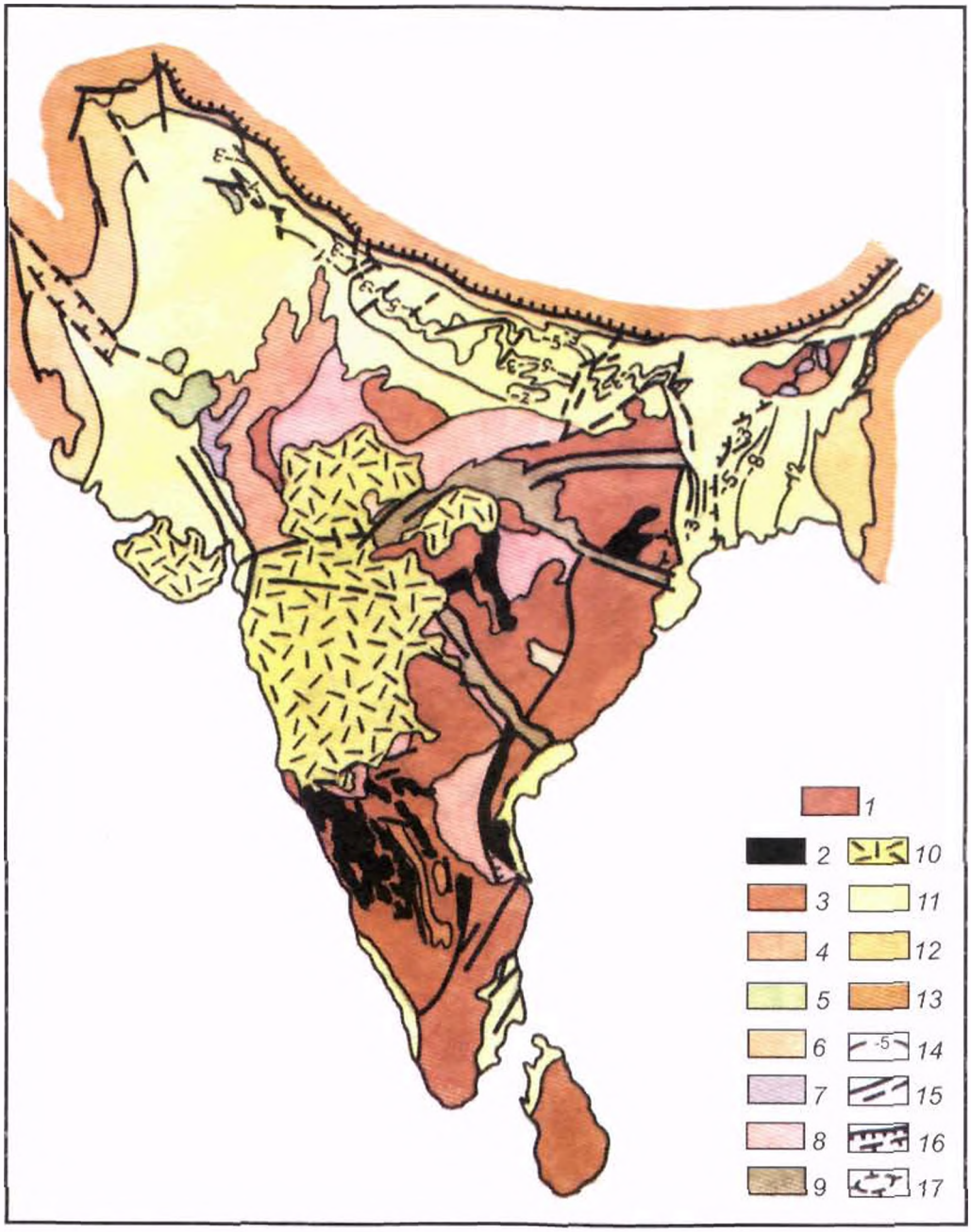


Рис. 8-1. Тектоническая схема Индостана

1 – архейский гранито-гнейсовый комплекс; 2 – архейские зеленокаменные пояса; 3 – архейский гранито-гнейсовый комплекс, переработанный в протерозое; 4 – нижне- и среднепротерозойский складчатый комплекс; 5 – позднепротерозойские кислые вулканиты; 6 – раннепротерозойские гранитоиды; 7 – позднепротерозойские гранитоиды; 8 – средне- и верхнепротерозойский осадочный чехол; 9 – гондванский комплекс (C_3 – K_1); 10 – траппы Раджмахала (K_1) и Декана (K_2 – P_1); 11 – верхнемезозойский-нижнекайнозойский осадочный чехол; 12 – олигоцен-четвертичные молассы передовых прогибов; 13 – кайнозойское складчатое обрамление; 14 – изогипсы поверхности фундамента; 15 – разломы (кроме надвигов и шарьяжей); 16 – надвиги и шарьяжи; 17 – крупные гранито-гнейсовые купола

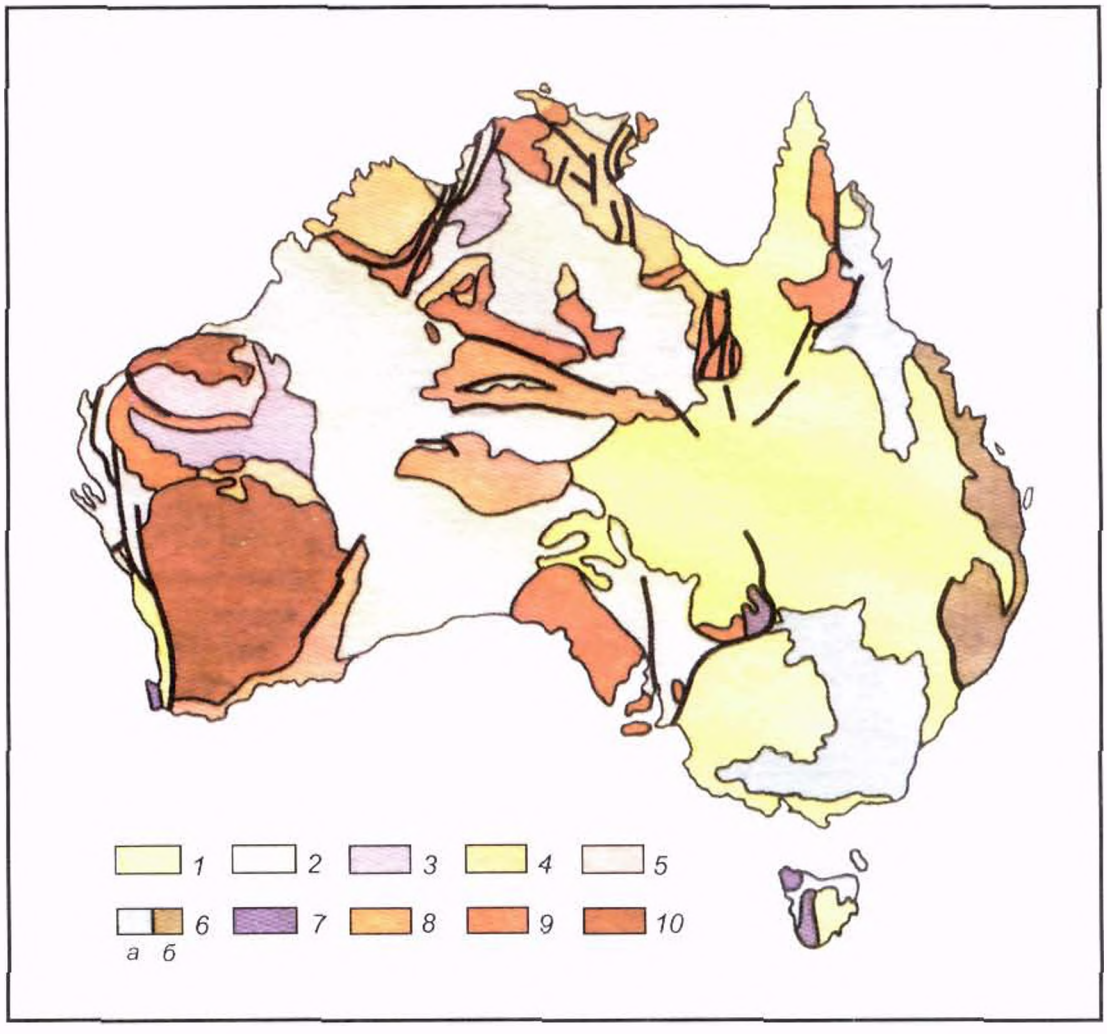


Рис. 9-1. Главные тектонические области Австралии (по К.А.Пламбу)

1–5 – платформенные чехлы (интервал времени осадконакопления, млн лет т.н.): *1* – пермский–кайнозойский, *2* – 900 (венд-раннепалеозойский), *3* – 1200–900, *4* – 1800–1400, *5* – 2800–2400; *6–10* – орогенные области (возраст орогенеза и кратонизации, млн лет): *6* – палеозойские (*а* – среднепалеозойские, *б* – позднепалеозойские), *7* – 900–650, *8* – 1900–900, *9* – 2000–1400, *10* – >2500

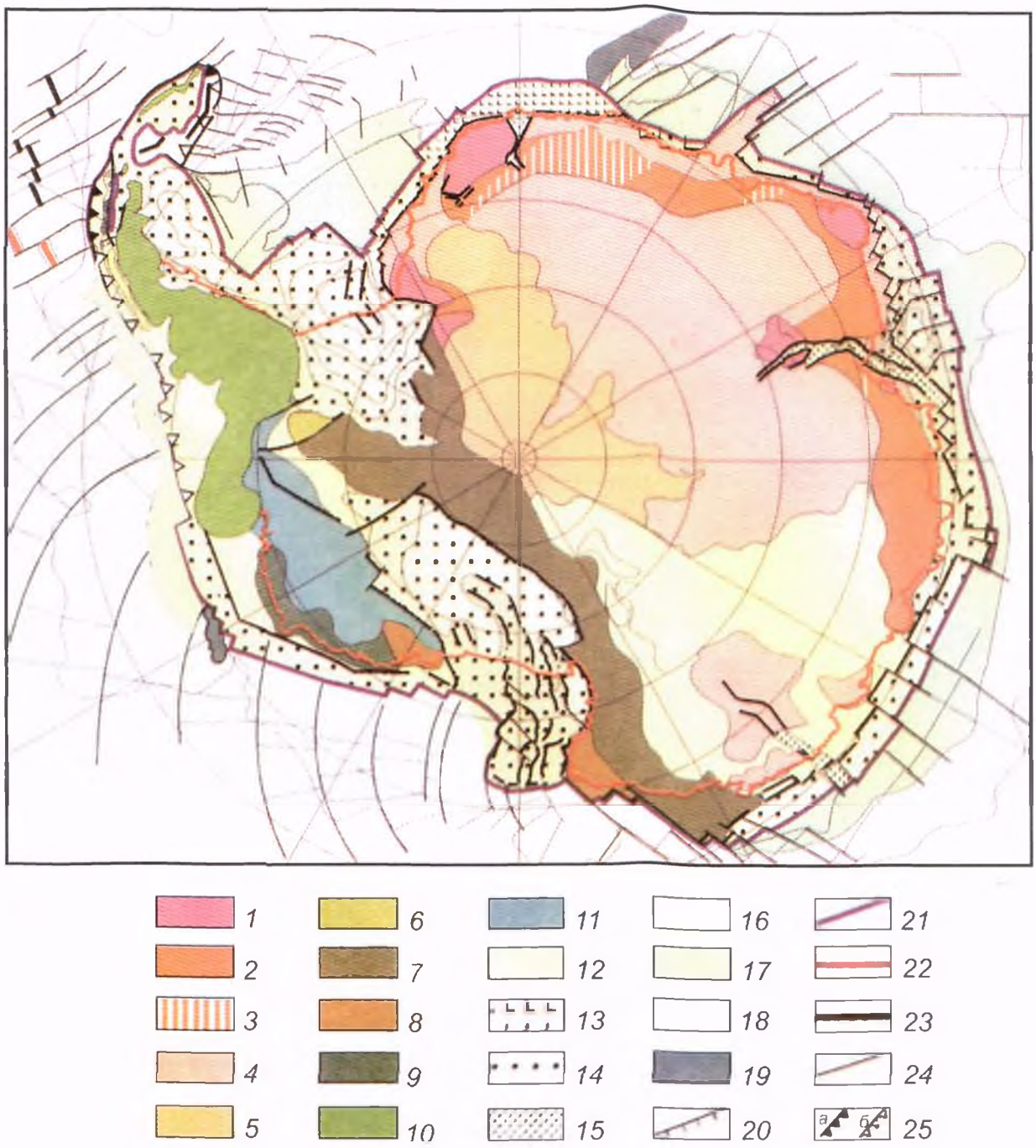


Рис. 10-1. Схема тектонического районирования Антарктиды (по Г. Э. Грикурову)

1–5 – докембрийская Антарктическая платформа: 1 – архейско-раннепротерозойские кратоны (гранулит-гнейсовые и гранит-зеленокаменные области), *2* – протерозойские мобильные пояса, *3* – зоны проявления поздне-неопротерозойского тектонизма, *4* – недифференцированный докембрийский фундамент (под ледяным щитом), *5* – недифференцированный платформенный чехол (под ледяным щитом); *6–10 – фанерозойский Антарктический складчатый пояс*, *6* – выступ докембрийского фундамента, *7* – неопротерозойская раннепалеозойская (Росская) складчатая система, *8* – ранне-среднепалеозойская (Борхгревинкская) складчатая зона, *9* – среднепалеозойско-раннемезозойская (Амундсенская) складчатая зона, *10* – мезозойско-кайнозойская складчатая система Антарктического полуострова (Антарктиды); *11* – щелочные плато-базальты кайнозойской вулканической провинции; *12* – осадочное выполнение континентальных рифтов; *13* – пассивные вулканические окраины; *14, 15* – пассивные невулканические окраины; *16, 17* – осадочные бассейны; *18* – ложе океана; *19* – океанические поднятия, хребты и др.; *20* – границы рифтов; *21* – граница континент–океан; *22* – оси спрединга; *23* – оси палеоспрединга; *24* – трансформные разломы; *25*: *а* – зоны субдукции, *б* – зоны палеосубдукции