

Министерство образования Московской области
Государственный университет «Дубна»

Факультет естественных и инженерных наук
Кафедра экологии и наук о Земле
Геологический институт РАН

В. Г. Трифонов

Неотектоника

УЧЕБНИК

Рекомендовано учебно-методическим советом
университета «Дубна» в качестве учебника
для студентов, обучающихся по направлению подготовки
«Экология и природопользование»
(магистратура)



Дубна
2016

УДК 551.24/31/43

ББК 26.209.4я73

Т 69-1

Рецензент

доктор геолого-минералогических наук, профессор *Н.Б. Кузнецов*

Трифонов, В. Г.

Т 69-1 Неотектоника : учебник / В.Г. Трифонов. — Дубна : Гос. ун-т «Дубна», 2016. — 310 [1] с.

ISBN 978-5-89847-475-1

Данное издание раскрывает содержание неотектоники – части геотектоники, охватывающей наиболее приближенный к современности новейший (позднекайнозойский или олигоцен-четвертичный) этап развития Земли. Начиная с объяснения элементарных понятий, книга на неотектоническом материале постепенно подводит читателя к решению кардинальных проблем геотектоники и геодинамики.

Первая глава знакомит с проблематикой плиоцен-четвертичной геологии. Во второй главе описаны методы изучения новейших структур – разломов и объёмных деформаций. Самая обширная третья глава содержит описание тектонотипов современных геодинамических обстановок Земли и их аналогов – континентальных и океанических рифтовых зон, областей субдукции, Альпийско-Гималайского коллизионного пояса, Восточно-Европейской платформы. В четвертой главе обсуждаются общие вопросы неотектоники – диффузность границ литосферных плит, их тектоническая расслоенность, история, механизмы и причины новейшего горообразования, частично определяемого коллизионными процессами, а частично обусловленного преобразованием и перемещением мантийного вещества. В заключение главы предлагается новая концепция мантийных течений, объясняющая причины движения литосферных плит и, вместе с тем, горообразование и другие тектонические явления, выходящие за рамки плитных взаимодействий.

Книга является учебником по курсу «Неотектоника» и смежным специальностям (геотектоника, геоморфология, четвертичная геология) и полезна для широкого круга читателей, интересующихся науками о Земле.

УДК 551.24/31/43

ББК 26.309.4я73

ISBN 978-5-89847-475-1

© Государственный университет
«Дубна», 2016

© Трифонов В.Г., 2016

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ.....	5
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЯ ПЛИОЦЕНА И ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА.....	8
1.1. Стратиграфическая шкала новейших отложений	8
1.2. Генетические типы плиоцен-четвертичных отложений.....	10
1.3. Датирование плиоцен-четвертичных отложений и геологических событий.....	19
ГЛАВА 2. МЕТОДЫ НЕОТЕКТЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	37
2.1. Типизация новейших структур	37
2.2. Методы изучения объемных неотектонических форм	44
2.3. Методы изучения новейших, в том числе активных разломов	50
2.3.1. Выявление и картирование новейших и активных разломов.....	50
2.3.2. Морфокинематическая параметризация новейших и активных разломов.....	52
2.3.3. Определение режимов развития активных разломов....	60
2.4. Геофизические методы в неотектонике	83
2.5. Геохимические методы в неотектонике	86
ГЛАВА 3. РЕГИОНАЛЬНАЯ НЕОТЕКТЕНИКА	89
3.1. Рифтовые системы	91
3.1.1. Байкальская рифтовая система	91
3.1.2. Исландская рифтовая система.....	98
3.1.3. Сравнительный анализ рифтовых структур.....	105
3.2. Островные дуги и активные континентальные окраины (области субдукции).....	109
3.2.1. Курило-Камчатская островодужная система	109
3.2.2. Сравнительный анализ островных дуг и активных континентальных окраин.....	121
3.2.3. Продольные сдвиги по периферии Тихого океана	123
3.3. Альпийско-Гималайский коллизийный пояс.....	126
3.3.1. Тянь-Шань-Памиро-Гималайский регион и Центральная Азия	130
3.3.1.1. Активные разломы.....	130
3.3.1.2. Новейшая структура и её развитие	139
3.3.2. Аравийско-Кавказский регион	166
3.3.2.1. Активные разломы.....	166
3.3.2.2. Новейшая структура и её развитие	181

3.3.2.3. Новейший вулканизм	199
3.3.3. Альпийская Европа	208
3.3.3.1. Тектоническая зональность	208
3.3.3.2. Новейшие рифты и впадины	213
3.3.3.3. История альпийского и новейшего тектогенеза	218
3.3.3.4. Позднекайнозойская геодинамика	225
3.4. Особенности неотектоники платформ (Восточно-Европейская платформа)	232
ГЛАВА 4. ОБЩАЯ НЕОТЕКТЕНИКА	243
4.1. Модернизация плейт-тектонической теории (неотектоническая расслоенность литосферы, диффузные границы плит, большие мантийные клинья)	243
4.1.1. Диффузные границы плит и большие мантийные клинья	243
4.1.2. Принципы обнаружения и изучения неотектонической расслоенности	248
4.1.3. Проявления неотектонической расслоенности литосферы в областях современной коллизии и на активных континентальных окраинах	251
4.1.4. Причины тектонической расслоенности и структурно- динамической дисгармонии между слоями литосферы	259
4.2. Новейшее горообразование	262
4.2.1. История новейшего горообразования в Альпийско-Гималайском поясе	262
4.2.2. Особенности новейшего горообразования в других орогенических поясах	274
4.2.3. Глубинные источники новейшего горообразования	277
4.2.3.1. Геолого-геофизические данные	277
4.2.3.2. Сейсмотомографические данные	282
4.2.3.3. Сопоставление данных и модель неотектонического развития Альпийско-Гималайского пояса	290
4.3. Тектоника мантийных течений	294
Библиографический список	305

ВВЕДЕНИЕ

Земля – третья планета Солнечной системы с радиусом 6371 км. Вращается вокруг своей оси с периодом в сутки и обращается вокруг Солнца с периодом 365.24 суток по эллиптической орбите. Ее отклонение от круговой орбиты определяется эксцентриситетом. Ось собственного вращения наклонена к плоскости вращения вокруг Солнца (плоскости эклиптики) под углом $\sim 66^\circ$. Обращение вокруг Солнца в сочетании с наклоном оси вращения к плоскости эклиптики определяют смену времен года.

Земля состоит из ядра (в центре) и мантии толщиной ~ 2900 км. Снаружи мантия облекается земной корой, прерывистой гидросферой и атмосферой. Различаются внутреннее и внешнее ядро, нижняя и верхняя мантия. Внутреннее ядро твердое, а внешнее считается жидким. Температура в центре Земли, вероятно, близка к 5000°C , а плотность вещества – к 12.5 г/см^3 . Большинство исследователей предполагают, что ядро состоит в основном из Fe с примесью Ni. Мантия составляет 83 % объема Земли (без атмосферы) и 67 % ее массы. Температура мантии, вероятно, не превышает $2000\text{--}2500^\circ\text{C}$. Предполагается, что мантия сложена преимущественно ультраосновными силикатами, главным образом, оливином, хотя некоторые исследователи допускают, что в нижней мантии из-за дефицита кислорода силикаты могут в той или иной мере замещаться водородсодержащими соединениями. Граница нижней и верхней мантии проходит на глубинах 670–680 км. Земная кора, отделенная от верхней мантии поверхностью Мохоровичича (М), имеет мощность от 5–10 км под океанами до ~ 40 км под континентами и ~ 70 км под высочайшими горными сооружениями. Земная кора океанов состоит из основных силикатов, а под континентами, включая горные сооружения, ее состав более пестрый – от основных до кислых пород.

В науках о Земле используется термин «литосфера», объединяющий земную кору и самую верхнюю твердую часть мантии. Она отделена от нижележащей твердой мантии слоем астеносферы, где вещество находится в аморфном (частично расплавленном) состоянии. Подошва литосферы находится на глубинах ~ 50 км под океанами и ~ 100 км под континентами, хотя эти величины могут существенно варьировать.

Различными аспектами состава, строения и развития твердой Земли занимаются различные науки. Геотектоника – наука о Земле, посвященная движению и деформации земного вещества, их причинами, форме и истории формирования создаваемых ими геологических структур. Неотектоника – часть геотектоники, изучающая самые молодые тектонические движения и создаваемые ими новейшие структуры. Какой же интервал времени понимается в данном случае под названием новейшего, или неотектонического, этапа развития Земли? В.А. Обручев (1948), который ввел термин «неотектоника» в геологический обиход, отметил интенсивное горообразование как главную особенность новейшего этапа и понимал под ним эпоху формирования современного, прежде всего горного, рельефа. При таком понимании нижняя граница новейшего этапа может иметь разный возраст в разных регионах, т.е. быть скользящей. Однако дальнейшие исследования С.С. Шульца (1948), Н.И. Николаева (1988) и других ученых показали, что в большинстве регионов первые признаки современного горообразования и иные проявления неотектонической активизации относятся к олигоцену, и был принят олигоцен-четвертичный возраст новейшего этапа. Сейчас это признано большинством российских неотектоников и распространено на мировой океан, хотя есть области (например, Памиро-Гималайский регион), где некоторые черты новейшего этапа возникли еще в конце эоцена, и области (например, Сирия), где неотектоническая активизация началась только в миоцене [Неотектоника..., 2012]. Вместе с тем, отмечено, что становление особенностей новейшего этапа (контрастность рельефа и климатической зональности, горообразование, господство регрессий на континентах) происходило длительно и неравномерно, и в наибольшей мере они проявились лишь на его последней, плиоцен-четвертичной, стадии.

Особое место в неотектонических исследованиях занимает изучение активной тектоники и, прежде всего, активных разломов как ее главных проявлений. Под активными понимаются разломы, по которым перемещения происходят сейчас и могут ожидать в ближайшем будущем. Поскольку тектонические движения происходят неравномерно и порою дискретно, необходим некий максимально приближенный к современности интервал времени, в течение которого параметры этих движений и связанного с ними образования и развития разломов проявляются достаточно полно. Та-

ким интервалом в большинстве подвижных областей Земли, например в горах, является поздний плейстоцен–голоцен, т.е. последние 130 тыс. лет. Но в тех областях, где движения происходят вяло, а их сейсмические проявления редки и слабы, требуется больший интервал, чтобы оценить параметры активного разломообразования. За такой интервал там принимается средний плейстоцен – голоцен, т.е. последние 0.78 млн лет.

Как и геотектоника в целом, неотектоника разделяется на три главных направления: структурную геологию, историческую неотектонику и новейшую геодинамику. Структурно-геологическая неотектоника изучает морфологию и кинематику новейших структур. Историческая неотектоника посвящена изучению истории формирования новейших структур и их соотношениям с более ранними структурами на рассматриваемой территории. Новейшая геодинамика исследует напряженно-деформированное состояние горных пород, приводящее к новейшему структурообразованию, его причины и механизм.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 14-05-00122.

Глава 1. ГЕОЛОГИЯ ПЛИОЦЕНА И ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

Поскольку черты новейшего этапа с наибольшей полнотой проявились в течение плиоцена и четвертичного периода (квартера), ниже кратко охарактеризованы важнейшие геологические особенности этой стадии новейшего этапа.

1.1. Стратиграфическая шкала новейших отложений

Хроностратиграфические подразделения новейшего этапа приведены на рис. 1. Лангий и сerratалий иногда объединяют в гелветский ярус. Нижняя граница четвертичной системы проводится на рубеже 2.588 млн лет назад. Система разделяется на нижний, средний, верхний плейстоцен и голоцен. Границы нижнего и среднего плейстоцена – 0.781, среднего и верхнего плейстоцена – 0.126 и верхнего плейстоцена и голоцена – 0.0117 млн лет назад (www.stratigraphy.org). В российской геологии нижний плейстоцен мировой шкалы нередко называют эоплейстоценом, а средний разделяют на нижний и средний неоплейстоцен. Объёмы верхнего (нео)плейстоцена и голоцена в мировой и российской шкале совпадают. Голоцен разделяют на нижний (бореал), средний (атлантик и суббореал) и верхний (субатлантик). Границы между ними проводят на рубежах 8–7.7 тыс., 5–4.6 тыс. и 2.5 тыс. лет назад. В данной работе используется мировая стратиграфическая шкала.

На юге Европейской России нередко пользуются местной стратиграфической шкалой, основанной на геологии Кавказско-Каспийского региона. В ней верхний миоцен представлен сарматом, примерно соответствующим тортону, мзотисом и понтом, отвечающими мессинию. Выше выделяют продуктивную (балаханскую) серию или киммерий нижнего плиоцена, акчагыльский ярус верхнего плиоцена – нижнего эоплейстоцена (гелазия), апшеронский ярус, параллелизуемый с гурийскими слоями Причерноморья и соответствующий верхнему эоплейстоцену, т.е. калабрию мировой шкалы, и бакинский ярус, параллелизуемый с чаудинскими

слоями и отвечающий нижнему неоплейстоцену, или низам среднего плейстоцена мировой шкалы.

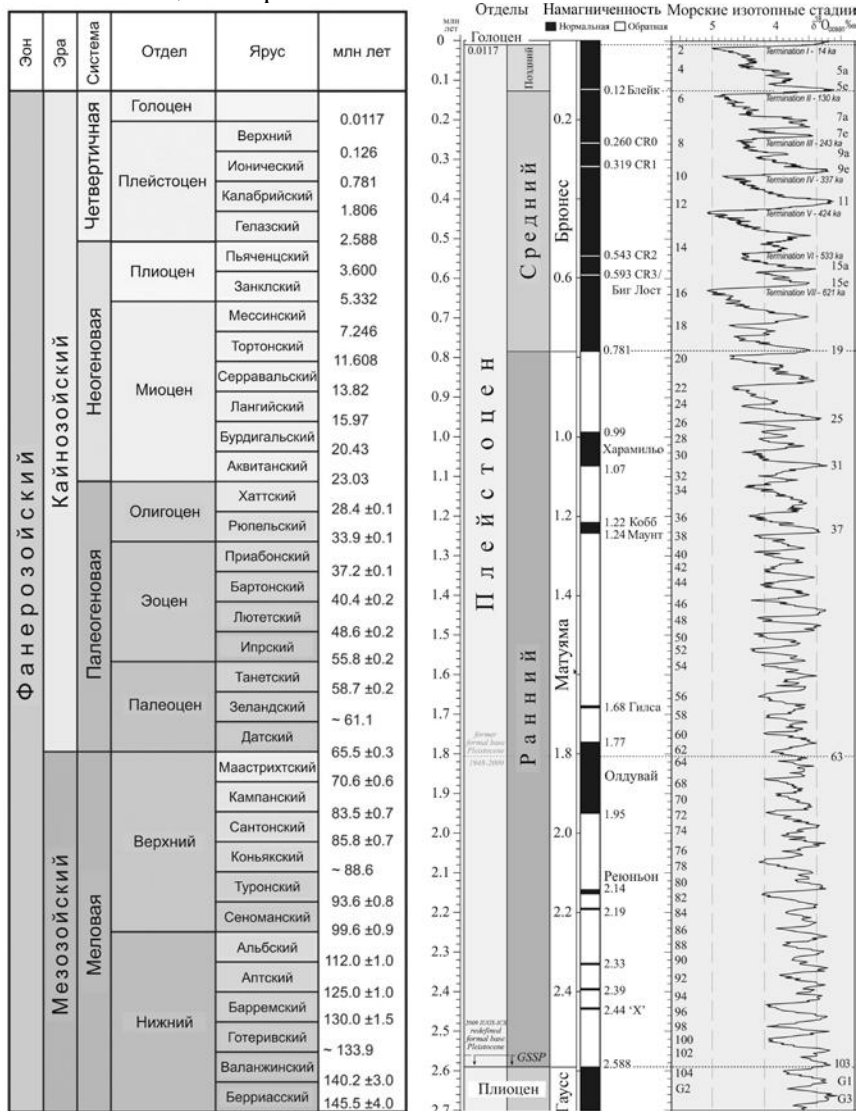


Рис. 1. Стратиграфические колонки: слева – мела и кайнозоя; справа – четвертичного периода (www.stratigraphy.org)

1.2. Генетические типы плиоцен-четвертичных отложений

Изучая доплиоценовые осадочные толщи, мы чаще всего имеем дело с морскими отложениями, поскольку континентальные отложения того времени обычно уничтожены эрозией. Морские плиоцен-четвертичные отложения принадлежат тем же генетическим типам, что и более древние, и, если отличаются от них, то лишь меньшей уплотненностью и более слабыми вторичными изменениями. Но, в отличие от более древних, плиоцен-четвертичные континентальные отложения покрывают почти всю поверхность континентов. Они отличаются от морских, наслаивающихся друг на друга, специфическими контактами вложения и прислонения молодых толщ к ранее отложенным в условиях более или менее расчлененного рельефа. Другая особенность этих отложений состоит в том, что они накапливались в изменявшихся климатических условиях, в том числе и весьма холодных. Все это определило разнообразие генетических типов плиоцен-четвертичных континентальных отложений.

Генетический ряд обломочных (терригенных) континентальных отложений представлен элювиальными, склоновыми (коллювиальными), водными (аквальными), подземно-водными, ледниковыми и ветровыми (эоловыми) образованиями [Четвертичная система, 1982]. К элювию относят почвы и коры выветривания. Они формируются под действием биогенных и химических процессов, содержание которых зависит от климата и исходного состава преобразуемых в элювий горных пород. Собственно склоновые образования – это коллювий обрушения (обвалы и осыпи) и коллювий сползания (оползни и солифлюкционные накопления). Последние представляют собой результат стекания грунта, перенасыщенного водой и богатого коллоидами, и наиболее характерны для полярных и высокогорных районов, где происходит приповерхностное оттаивание мерзлых грунтов. Особую и весьма распространенную группу склоновых отложений образует делювий – продукт смыывания по склону относительно тонких обломков под комплексным воздействием преимущественно дождевых и талых вод, а также силы тяжести и солифлюкции.

Собственно аквальные образования представлены отложениями постоянных (аллювий) и временных (пролювий) водотоков в

более или менее сформированных долинах, а также озерными (лимническими) отложениями. На дне речной долины различаются русло с постоянным током воды и пойма, затопляемая лишь во время паводков. Русловые фации аллювия отличаются от пойменных более грубым составом обломочного материала; нередко в них присутствует косая слоистость. Пролувий отличается от аллювия меньшей окатанностью, худшей сортировкой обломочного материала и его линзовидным залеганием. Особые фации аллювия, близкие к озерным отложениям, накапливаются в старицах – обособленных участках прежнего русла. Другой специфической фацией аллювия, переходной к морским или озерным образованиям, являются речные дельты, обычно имеющие в плане форму веера или треугольника, расширяющиеся в направлении течения реки. У крупнейших рек дельты имеют площадь в десятки и сотни квадратных километров. К дельтам близки по форме конусы выноса временных водотоков, отличающиеся от дельт меньшими размерами, худшей сортировкой и окатанностью обломочного материала. Такие конусы образуются за счет быстрой разгрузки выносимых потоком обломков в месте его выхода на подгорную равнину. В случаях понижения базиса эрозии водотока или роста его верховий происходит врезание русла в прежнее днище долины, которое становится террасой. Различаются аккумулятивные, цокольные и денудационные террасы. Первые целиком сложены прежним аллювием или пролувием долины. У вторых эти накопления слагают лишь верхнюю часть уступа террасы, а ниже вскрываются породы прежнего днища долины. Последние целиком слагают денудационные террасы. Нередко в долине присутствует несколько разновозрастных террас. По изменениям их высоты и строения можно реконструировать историю развития долины.

Озерные отложения характеризуются выдержанным горизонтальным залеганием слоев, хорошей сортировкой и более тонким, по сравнению с аллювием, составом обломочного материала.

Образованием, переходным от склонового типа к аквальному, является сель – продукт катастрофического выноса временным водотоком большой массы несортированных обломков. Слоистость для селевых отложений не характерна.

Своеобразный и относительно редкий тип составляют терригенные и натечные образования пещер и отложения водных источников – известковые туфы и травертины.

Гляциальные отложения занимают значительное место среди континентальных образований, поскольку плиоцен-четвертичное время было холодным, а в эпохи оледенений похолодание усиливалось. Оно началось в середине миоцена (олигоценовое похолодание и возможное оледенение здесь не рассматриваются) и в начале плиоцена усилилось. Следы ледников в виде горизонтов тиллитов (уплотненных морен) обнаружены в нижнеплиоценовых отложениях Исландии [Трифонов, 1983], а в верхнем плиоцене они зафиксированы не только в Исландии, но и в Антарктиде и некоторых горных странах. С этого времени ледниковые щиты Антарктиды и Гренландии существуют непрерывно, а в эпохи оледенений они охватывали обширные части континентов не только в полярных, но отчасти и в умеренных широтах.

Типичными ледниковыми отложениями являются донные, краевые и конечные морены. Морены покровных оледенений (например, на Русской равнине) сложены неслоистыми глинами с включениями галек и валунов, представляющих собой отторженцы горных пород из мест генерации ледников, перенесенных оттуда на значительные расстояния и окатанных в процессе переноса. Например, в подмосковных моренах широко представлены валуны из кристаллических пород Фенноскандии. Морены горных ледников содержат больше валунов, гораздо хуже окатанных, и нередко представляют собой валунные галечники с глинистым матриксом. С моренами связаны флювиогляциальные отложения потоков талых вод, и отложения внутриледниковых и приледниковых озер. Они похожи на обычные аллювиальные и озерные отложения, и иногда их удается отличить лишь по связи с моренами и залеганию относительно форм горного рельефа. В перигляциальных областях, удаленных от участков, покрывавшихся льдом, похолодание, иссушение и деградация растительности, сопровождавшие оледенения, приводили к значительной ветровой эрозии, переносу ее продуктов на большие расстояния и их отложению в виде лёсса – неслоистой рыхлой пористой породы алевроитовой размерности, нередко содержащей мелкие конкреции кальцита.

К числу эоловых отложений, не являющихся спецификой ледниковых эпох, относятся переветренные пески прибрежных дюн и пустынных барханов.

Существенным дополнением к описанному ряду генетических типов терригенных континентальных отложений являются

биогенные и хемогенные образования. Биогенное происхождение имеют торфяники и сапропелевые илы, образовавшиеся путем осаждения в мелких водоемах, соответственно, остатков растений и микроорганизмов с примесью спор и пыльцы. Биогенными являются в своей основе диатомовые и радиоляриевые илы, образованные скелетами кремневых микроорганизмов. В большинстве случаев известняки и известковая компонента известково-терригенных пород также образованы скелетами отмерших организмов и их обломками. Содержащийся в них карбонат кальция может растворяться в воде и отлагаться вновь. Есть, однако, и хемогенные карбонаты, например, конкреции в лёссах. Чисто хемогенными являются эвапориты, прежде всего, галит. Что же касается рудных минералов, возникающих в зоне гипергенеза или на дне водоемов за счет поверхностной миграции элементов или источников глубинных минерализованных вод, то их формирование происходит, как правило, при участии микроорганизмов, т.е. имеет комплексную био-геохимическую природу.

Особый генетический тип образуют тектониты – породы, возникающие в результате собственно тектонических движений. Таковы тектоническая брекчия, образуемая деструкцией пород в зоне разлома, и глина трения, возникающая на его плоскости при перемещении крыльев друг относительно друга. К числу тектонитов можно отнести и так называемые нептунические дайки – открытые трещины, заполненные водонасыщенным материалом, чаще всего песком, из соседних водоносных горизонтов. В обнаженных зонах древних разломов встречены продукты более значительных глубинных структурно-вещественных преобразований – милониты и катаклазиты. Вероятно, такие же преобразования происходили и продолжают сейчас в глубинных зонах новейших перемещений и деформаций. Смешанное тектоно-осадочное происхождение имеют олистолиты и олистостромы – отторженцы козырьков активных надвигов, продолжающие двигаться по склону под действием силы тяжести и иногда сейсмической вибрации.

Большой и разнообразный генетический тип составляют вулканические образования – поверхностные проявления магматической деятельности в недрах Земли. Они классифицируются по форме извержений и возникающих вулканических форм, составу и происхождению продуктов извержений. Подавляющее большинство продуктов извержений относится к силикатам и классифици-

руется по их кислотности – содержанию SiO_2 , на породы ультраосновного ($\text{SiO}_2 \leq 46\%$), основного ($46\% < \text{SiO}_2 < 52\%$), среднего ($52\% \leq \text{SiO}_2 \leq 65\%$) и кислого ($\text{SiO}_2 > 65\%$) состава. Параллельный ряд с изменяющимся содержанием SiO_2 образуют породы повышенной щелочности. Ультрабазиты представлены, главным образом, глубинными магматическими породами, и их вулканические аналоги редки. Наиболее распространены среди продуктов новейшего вулканизма породы основного состава – базальты. Они составляют подавляющее большинство вулканических образований мирового океана, на которые приходится $\sim 70\%$ всех извергнутых на поверхность пород. Базальты, нередко щелочные, преобладают и среди продуктов вулканизма континентальных рифтовых зон (например, области Великих Африканских разломов) и других частей континентов; известны они и в новейших горных поясах (Малый Кавказ, Тянь-Шань, Тибет). Породы среднего состава, андезитобазальты и андезиты, составляют большую часть продуктов извержений островных дуг и активных континентальных окраин, на которые приходится $\sim 20\%$ всего извергаемого на Земле вулканического материала. Средний состав, от андезитобазальтового до андезито-дацитового, имеет и большая часть вулканического материала новейших горных поясов и межгорных впадин, таких как Армянское нагорье, Тибет, Паннонская впадина, Апеннины. Продукты кислого вулканизма (дациты, липариты, риолиты, обсидианы и др.) распространены меньше. Их большая часть приходится на островные дуги, активные окраины и горные пояса.

Предполагается, что очаги базальтовой магмы являются продуктами частичного плавления ультраосновного мантийного вещества. Повышенная щелочность, особенно калиевая, служит указанием на низкий процент выплавленной магмы из больших объемов мантии. Андезиты представляются результатом частичного плавления исходного вещества основного состава, например, океанской коры. Вместе с тем, источником вулканитов среднего состава может быть и базальтовая магма мантийного происхождения, подвергшаяся в промежуточных коровых очагах фракционной дифференциации (осаждению из расплава наиболее основных тугоплавких минералов), ассимиляции (растворению в магме более кислых пород стенок промежуточной камеры или канала, по которому поднимается магма) и контаминации (загрязнению магмы такими породами, не полностью ею ассимилированными).

Эти преобразования могут существенно повысить кислотность магмы, но указанием на ее мантийный источник служат характерные для мантии отношения изотопов таких элементов, как Sr, Nd, O и He, сохраняющиеся в продуктах извержений. Наконец, вулканы кислого и среднего состава могут быть как крайними и потому ограниченными по объему продуктами указанных преобразований магм основного или среднего состава, так и результатом переплавления пород земной коры.

Наличие вулкана или группы вулканов предполагает существование на глубине магматического очага, питающего вулкан, и канала (или каналов) поступления магмы на поверхность. Могут существовать промежуточные камеры (очаги), где магма какое-то время отстаивается, подвергаясь тем или иным преобразованиям. Такие промежуточные очаги под вулканами Эльбрус и Казбек на Большом Кавказе и Ключевская сопка на Камчатке выявлены геофизическими исследованиями. Естественно допустить, что каналы извержений, по крайней мере, в земной коре приурочены к разломам или сочленениям разломов как зонам дробления и разупрочнения пород. Очевидно также, что проникновение магмы по разлому облегчается, если в перемещении по нему есть компонента растяжения (раздвигания крыльев). Эта связь вулканизма с разломами видна, например, в Исландии и на юге Сирии, где мелкие вулканы нанизаны цепочкой на разломы раздвигового типа. Выражением линейно вытянутых каналов извержений в разрезах горных пород являются дайки, хотя далеко не всякая дайка достигает поверхности и становится каналом извержения. Помимо таких зон трещинных извержений есть области рассеянного на некой территории ареального вулканизма и одиночные крупные вулканы, объединяемые в вулканические районы и провинции. Участки ареального вулканизма и крупные вулканы также, как правило, приурочены к структурам растяжения или связаны с ними, но конкретное структурное выражение подводящего магматического канала, если его удастся определить, бывает различным. В эродированных древних вулканах иногда оказываются вскрытыми каналы трубчатой или более сложной формы.

Среди продуктов вулканических извержений различаются две главные разновидности: эффузивная, представленная лавой – излившимся из вулкана и застывшим магматическим расплавом, и эксплозивная, образованная вулканическим взрывом из-за присут-

ствия в магме флюидов и летучих соединений. Среди продуктов взрыва присутствуют в разных соотношениях затвердевшие в виде вулканического стекла частицы выброшенной лавы (гиалокластиты) и обломки пород из стенок вулкана (литокластиты). Их смесь образует туфы, туфовые брекчии, тефру, пемзу, вулканический пепел. Последний может переноситься на значительное расстояние от вулкана. Разновидностью эксплозивного извержения являются палящие тучи, состоящие из скопления сильно разогретых выброшенных частиц, сохраняющих пластичность и отлагающихся в виде спекшихся туфов, или игнимбритов. При подводных извержениях лавы в зависимости от их объема при застывании приобретают подушечную или сфероидальную отдельность, а продукты вулканического взрыва не распространяются далеко от вулкана, и их гиалокластовая составляющая несет следы застывания в подводных условиях. Соотношения эффузивной и эксплозивной компонент определяют типы извержений и формы вулканических построек.

На земной поверхности типичный вулкан имеет вид более или менее крупного конуса с кратером, реже несколькими кратерами посередине. Кратер представляет собой выход подводящего канала на поверхность. Конус образован продуктами извержения. Часть конуса может быть уничтожена вулканическим взрывом или излившейся лавой. Мелкие вулканы чаще всего являются одноактными образованиями, а крупные – продуктами многих извержений, которые могли происходить не только из центрального кратера, но и из паразитических кратеров с небольшими конусами на склонах главного вулкана. У одноактных лавовых вулканов конус может вовсе отсутствовать, и вулканическая постройка представляет собой жерло с более или менее выраженным кратером, от которого распространяется лавовый поток. Известны также маары – воронкообразные кратеры без конусов, возникшие, вероятно, при взрывном выбросе паро-газовой смеси.

Соотношение эффузивной и эксплозивной компонент зависит от обилия флюидов и вязкости магмы, а это в значительной мере определяется ее химическим составом. Для основных магм более характерны лавовые извержения. Из-за низкой вязкости лавовые потоки распространяются на десятки километров, а на их поверхности видны следы течения. В случаях многоактных извержений из одного центра формируются большие, но плоские щитовые вулканы. По мере возрастания кислотности магмы становятся бо-

лее вязкими; лавовые потоки короче и обычно имеют глыбовую поверхность. Обилие флюидов и газов обуславливает высокую explosивность извержений. Характерной формой вулканизма среднего и кислого состава являются крупные стратовулканы (рис. 2). Их склоны образованы наслоением продуктов многих извержений, нередко прорванных дайками и силлами – послойными внедрениями магмы, не нашедшей выхода на поверхность. В ходе развития вулкана его центральная часть может испытать обрушение над опустошенным промежуточным очагом и сформировать кальдеру. Кальдеры возникают и в результате особенно сильных вулканических взрывов. В дальнейшем внутри кальдеры может вырасти новый стратовулкан. Такого рода изменения имели место в истории вулканов Санторин в Эгейском море, Везувия в Италии, Карымского и некоторых других вулканов Камчатки.

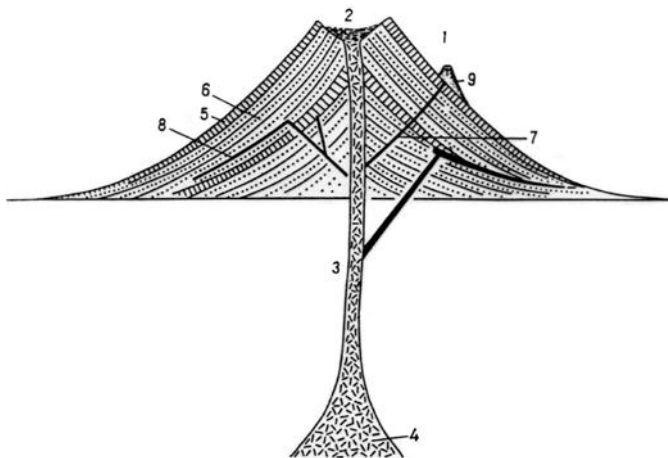


Рис. 2. Строение стратовулкана

1 – вулканический конус; 2 – кратер; 3 – подводящий магматический канал; 4 – магматический очаг, основной или промежуточный; 5 – лава на склоне вулкана; 6 – тephра; 7 – дайка; 8 – силл; 9 – паразитический конус

По проявлению эффузивной и эксплозивной составляющих можно выделить ряд типов извержений. На одной стороне ряда стоят лавовые извержения, не сопровождавшиеся значительными эксплозиями. Такие извержения формируют щитовые вулканы, лавовые поля областей трещинного и ареального вулканизма. Вулка-

ническая деятельность Везувия, Этны и Страмболи в Средиземном море относится к промежуточным типам извержений, при которых лавовые излияния сочетаются с более или менее регулярными эксплозивными проявлениями. На другой стороне ряда стоят извержения плинианского типа – мощные взрывы с выделением большого количества туфового материала. Извержению предшествует длительная эпоха покоя, а после него возобновляются систематические извержения смешанного типа, но более слабые. Именно такие «плинианские» катастрофы произошли в кальдере вулкана Санторин в XVI в. до н.э. и в кальдере на месте Везувия в 79 г. н.э. Но последствия этих извержений были различными: в первой кальдере в дальнейшем возникли лишь небольшие постройки островов Палео и Нео Камени, а во второй продолжал расти стратовулкан Везувий. Фреатическим типом извержений называют паро-газовые взрывы. Своеобразен пелейский тип извержений, проявившийся на о-ве Мартиника в Мало-Антильской островной дуге. В ходе извержения, сопровождавшегося мощными эксплозиями, из основного кратера была выдавлена колонна кислой лавы, затвердевшая на месте. Особый тип представлен экструзивными магматическими телами, затвердевшими на глубине в сотни метров, но так и не достигшими поверхности. Широко известная группа таких тел находится в районе Кавказских Минеральных Вод.

Поствулканической деятельностью называют проявления гидротермальной и газовой активности, происходящей в периоды между извержениями и после главной фазы вулканизма. Различают три типа газовой активности: фумаролы (температура $t \geq 300$ °C; характерно выделение H_2), сульфатары (300 °C $> t \geq 100$ °; сернистый состав) и мафеты ($t < 100$ °C; углекислый состав). Среди проявлений гидротермальной активности наиболее известны гейзеры – периодически фонтанирующие горячие источники, питаемые перегретой до 127 °C водой, вскипание которой приводит к фонтанированию источника. Проявления гидротермальной активности используются для горячего водоснабжения и сооружения гидротермальных электростанций.

1.3. Датирование плиоцен-четвертичных отложений и геологических событий

Для определения возраста плиоцен-четвертичных пород, тектонических образований и событий применяются методы относительной и «абсолютной» геохронологии. Первые, называемые стратиграфическими, предназначены для определения последовательности возникновения геологических тел, их преобразований и иных геологических событий (землетрясение, извержение вулкана, затопление территории морем, перемещения по разлому, накопление осадочных или вулканических пород и т.п.) и выделения событий, синхронных или, по меньшей мере, близких по времени. Вторые предназначены для определения возраста интересующих образований и событий в годах.

Для относительного датирования плиоцен-четвертичных образований и событий используются методы: биостратиграфические, антропологический и археологический, климатостратиграфические, ритмостратиграфический, палеомагнитный, тефрохронологический, геологической и геоморфологической корреляции. Для «абсолютного» датирования применяются методы: изотопной геохронологии (калий-аргоновый, аргон-аргоновый, уран-ториевый и радиоуглеродный), трековый и термолюминисцентный, а для голоценовых отложений также варвехронологический, дендрохронологический, лихенометрический и исторический.

Среди **стратиграфических методов** ведущими являются **биостратиграфические**, основанные на изменениях со временем состава и количественных соотношений видов животных и растений, которые обитали в те или иные геологические эпохи и остатки или следы обитания которых сохранились в накопившихся тогда отложениях. По составу таких остатков можно выделить разновозрастные слои в одном обнажении и сопоставить слои в обнажениях, более или менее удаленных друг от друга. По мере накопления знаний об этих изменениях сложилась стратиграфическая шкала, которая для новейшего этапа приведена на рис. 1.

Однако в дальнейшем выяснилось, что видовой состав организмов, найденных в определенном осадочном слое, зависит не только от его относительного возраста, но и от палеогеографических и климатических особенностей среды их обитания. Например, определенные виды кораллов или моллюсков могут смениться дру-

гими видами при изменении солености или мутности воды, а при восстановлении прежних условий вновь заселить водоем. Подобные изменения могут происходить с наземными животными и растениями при неоднократной смене похолодания и потепления климата. Поэтому определяющими для создания глобальной стратиграфической шкалы признаны остатки микроорганизмов мирового океана, наименее подверженных изменениям природной среды. По ним разработана зональная шкала. Беда, однако, состоит в том, что если в плиоцене выделены три зоны и он, тем самым, поддается зональному расчленению, то весь четвертичный период, начиная с калабрия, относится к одной зоне, и это никак не помогает различить его многочисленные подразделения. Пользуясь фаунистическими остатками прибрежных морских участков, где решающее значение в стратиграфическом расчленении принадлежит моллюскам, отложения открытых частей мирового океана сопоставляются с континентальными. Здесь определяющую стратиграфическую роль играют остатки крупных млекопитающих и грызунов, по которым установлен сменяющийся ряд плиоцен-четвертичных фаунистических комплексов.

В качестве руководящих форм для стратиграфического расчленения плиоцена и квартера можно использовать также **антропологический и археологический** материал: остатки древнего человека (к сожалению, весьма редко встречающиеся) и созданных им орудий труда и предметов жизнедеятельности (встречающиеся гораздо чаще). 3.5–4 млн лет назад или несколько раньше появилась группа высших приматов – австралопитеков, ростом 1–1.5 м, передвигавшихся на задних конечностях и отличавшихся от других высших приматов близким к человеку строением таза и зубов. Объем мозга у первых австралопитеков (*Australopithecus afarensis*) – 378–500 см³ – мало отличался от мозга шимпанзе, но у более позднего вида *A. africanus* увеличился до 420–500 см³. Один из представителей этой группы *Kenyanthropus platyops*, что значит «плосколицый», живший ~3.6 млн лет назад, наиболее близок к предкам человека. Первыми представителями собственно рода *Homo* (человек) считаются *H. habilis* (умелый) и близкий к нему подвид *H. rudolfensis*, жившие 2.5–1.7 млн лет назад. Биологически они еще мало отличались от австралопитеков, но создавали примитивные орудия труда – грубо оббитые камни (часто гальки), названные галечной, или олдованской, культурой. Объем их мозга вырос до

500–750 см³. Рост мозга стал одним из главных признаков и, вероятно, факторов эволюции человека вплоть до последнего оледенения, когда рост мозга прекратился, а у большинства современных людей он даже уменьшился [Оппенгеймер, 2004].

Важным шагом в эволюции человека стало появление ~2,0 млн лет назад надвида *H. erectus* (прямоходящий), создавшего более совершенную ашельскую технику обработки камня и распространившегося в Евразию. Для определения пути миграции предков человека из Африки в Евразию важное значение имеют открытия, сделанные на юге Грузии возле селения Дманиси. Здесь найдены фрагменты пяти черепов и другие кости примитивных гоминид наряду с артефактами олдованского типа (галечные чоперы, сколы) и остатками млекопитающих позднего виллафранка (раннего плейстоцена) [Gabunia et al., 2000; Rightmire et al., 2006; Lordkipanidze et al., 2007; de Lumney et al., 2008]. Найденная популяция гоминид, названная *Homo georgicus*, была признана примитивным *H. erectus*, сохранившим некоторые черты *H. habilis*. Находки сделаны в тонкообломочных отложениях слоя В, вложенных в базальт с ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировкой 1.85 ± 0.01 млн лет и перекрывающие его туфы слоя А с датировкой 1.81 ± 0.05 млн лет. Позднее Р. Ферринг и его соавторы обнаружили аналогичные археологические предметы в прослоях карбонатной почвы слоя А. Возраст находок Дманиси определён по совокупности данных в интервале 1.80–1.75 млн лет.

В связи с находками в Дманиси возникла задача проследить путь расселения предков человека в Аравийско-Кавказском регионе по геолого-археологическим данным. Разрозненные олдованские изделия обнаружены на северных побережьях Красного моря и на юге Аравии, но их стратиграфическая позиция осталась неясной. Вместе с тем, на юге Израиля (Убейда) в слоях с возрастом 1.5–1.4 млн лет найдены предметы ашельской индустрии. Стратифицированные находки древнейших каменных индустрий, отождествлённых с олдованской культурой, сделаны в Сирии, в долинах рек Евфрат и Оронт

Более информативными в смысле определения возраста были евфратские находки. Они сделаны в аллювиальном чехле террасы III^a, которая древнее аллювия более низкой террасы II с возрастом более 0.78 млн лет, перекрытого базальтом с К-Аг датой 0.7–0.8 млн лет и содержащего ашельские изделия, и моложе базальта с

⁴⁰Ar/³⁹Ar датой ~2.12 млн лет, кроющего более высокую, т.е. более древнюю террасу III^b [Неотектоника..., 2012]. Это позволяет датировать древнейшую каменную индустрию, сопоставляемую с олдованом, в интервале 2–1 млн лет.

В Восточной Турции предметы древнейшего для этих мест палеолита обнаружены нами совместно с турецким геологом Х. Челиком в долины р. Евфрат севернее Таврского хребта и на её притоке р. Гёксу-чай к югу от этого хребта. Самые ранние по своему стратиграфическому положению изделия найдены в слоях, возраст которых древнее 1.9 млн лет. Это пики и чопперы, свидетельствующие о продвинутой технике обработки камня, но характерные для ашеля рубила ещё отсутствуют среди найденных изделий. В Северной Армении обнаружено несколько стратифицированных местонахождений древнейшего палеолита. Центральное место среди них занимает разрез карьера Карахач, расположенного в 35 км южнее Дманиси. Здесь в слоях, датированных радиоизотопными и палеомагнитным методами (см. ниже) в интервале 1.9–1.75 млн лет, В.П. Любин и Е.В. Беляева нашли более 3000 предметов каменной индустрии, среди которых, наряду с другими макроорудиями, присутствуют примитивные рубила. Эту технику обработки камня можно квалифицировать как древнейшую местную версию ашеля или протоашель. Далее к северу стратифицированные местонахождения каменных индустрий древнейшего палеолита вместе с остатками млекопитающих обнаружены В.Е. Щелинским с соавторами на Таманском полуострове и Х.А. Амирхановым и его сотрудниками в Дагестане, где древнейшие изделия найдены в слоях с возрастом ~2 млн лет [Amirkhanov et al., 2015].

В Евразии *H. erectus* отмечен на значительных территориях находками ашельских каменных индустрий, но его костные остатки обнаруживаются редко. Объем мозга *H. erectus* вырос до 900–1300 см³, почти сравнявшись с объемом мозга современного человека (в среднем 1100–1500 см³, у редких людей до 1800 см³ и даже больше). Рост мозга ученые связывают с усложнением хозяйственной деятельности, а некоторые придают важное значение изменению рациона питания от преимущественно растительного к животному в связи с возрастанием роли охоты. ~300 тыс. лет назад, возможно, на базе *H. erectus* в Африке появился более «продвинутый» вид, известный как архаичный человек современного типа, или *H. helmei*, с объемом мозга ~1400 см³. Возможно, он стал предком *H.*

neanderthalensis (неандертальца) с объемом мозга 1200–1750 см³, появившегося ~250 тыс. лет назад и позднее распространившегося по просторам Евразии. Последний, как и азиатский *H. erectus*, вероятно, окончательно вымер лишь 20–30 тыс. лет назад, не выдержав конкуренции с человеком современного типа, *H. sapiens* (разумного), и последней эпохи резкого похолодания. С *H. neanderthalensis* связано создание более прогрессивной техники обработки камня, названной мустьерской культурой среднего палеолита.

Предполагают, что *H. sapiens* произошел от африканской ветви *H. helmei* или родственной ему формы ~150 тыс. лет назад [Оппенгеймер, 2004]. В эпоху некоторого потепления, наступившего после первой фазы позднелейстоценового оледенения, ~70 тыс. лет назад, *H. sapiens* проник в Аравию и вдоль южного побережья Азии ~60 тыс. лет назад достиг Австралии. Тогда же началось его распространение в более северные районы Евразии и ~50–40 тыс. лет назад он достиг Средиземноморья и юга Европы. На первых порах *H. sapiens* пользовался орудиями типа среднего палеолита.

Однако в локальных африканских культурах еще в ту эпоху возникли элементы новых, позднелеолитических, технологий, основанных на изготовлении каменных отщепов и их последующей тщательной обработке, создании орудий из кости; там же обнаружены первые цветные наскальные рисунки и украшения [McBrearty, Brooks, 2000]. Вероятно, через Ближний Восток эти новшества проникли в Европу, где на их основе ~46–38 тыс. лет назад сложилась позднелеолитическая ариньякская культура. Она знаменита не только своими каменными орудиями, но и реалистичными цветными пещерными рисунками. 30–21 тыс. лет назад новая волна мигрантов с востока принесла в Европу культуру граветт, которой в числе прочих памятников принадлежит известное захоронение Сунгирь во Владимирской области. Его возраст ~24 тыс. лет. Распространившись по всему Старому Свету, *H. sapiens* и присущие ему позднелеолитические культуры ~20 тыс. лет назад проникли в Америку.

Следующий шаг в технологическом развитии, получивший название «неолитической революции», связан с переходом от охоты и собирательства к производящей экономике земледелия и скотоводства, приведшей к разделению труда и развитию ремесел, постепенно выделившихся в отдельную отрасль хозяйства. Появляются стационарные поселения, керамика и такие специфические

изделия, необходимые для сельского хозяйства, как емкости для хранения пищевых продуктов и составные изделия, состоящие из костяной или деревянной основы с вложенными в нее заменяемыми каменными микролитами. Впрочем, в последнем Евразия не может претендовать на приоритет, поскольку подобные составные изделия возникли в Африке еще в эпоху позднего палеолита. Тем не менее, как целостное культурно-экономическое явление, неолит сложился на Ближнем и Среднем Востоке на границе плейстоцена и голоцена и в начале голоцена распространился в другие области Старого Света, а затем проник и в Америку.

Дальнейшее культурно-техническое развитие, проявившееся в смене неолита бронзовым, а с конца II тыс. до н.э. железным веком, нашло отражение в сложной смене и пространственном замещении множества локальных археологических культур. Их наиболее распространенными и потому полезными для датирования соответствующих отложений атрибутами являются остатки керамики, хотя местами для тех же целей можно использовать остатки других изделий, а также типы построек и захоронений.

Климатостратиграфический метод основан на том, что в плиоцен-четвертичное время и особенно в квартере происходила многократная смена похолоданий и потеплений, и эти изменения, которые можно использовать для корреляции отложений, отражены в их типах, остатках растительности и соотношениях изотопов кислорода $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$. В течение квартера было несколько ледниковых эпох, чередовавшихся с межледниковыми (интергляциалами) и, в свою очередь, разделявшихся на стадии оледенений и потеплений (интерстадиалов). Голоцен – межледниковая эпоха. В голоцене имело место несколько относительных потеплений и похолоданий, сопровождавшихся изменениями увлажненности. Самым теплым, а во многих регионах и самым влажным был атлантический оптимум. Климатическая и природная зональность предшествовавших межледниковий была в общем сходной с голоценовой.

В максимумы оледенений природная ситуация существенно изменялась, по крайней мере, в северном полушарии, поскольку к югу от экватора эти изменения были не столь резкими из-за влияния обширных океанских пространств. В северном полушарии значительная приполярная часть континентов покрывалась льдом. С ним граничили полярная пустыня и зона тундры. Зона умеренных лесов резко сокращалась, становилась прерывистой и частично

сменялась лесотундрой и лесостепью. Местами тундра непосредственно переходила в степи и полупустыни. Южная граница пустынь и зона саванн смещались к югу, сокращая зону тропических лесов. В целом, климат был более засушливым, чем в межледниковья. Изменения природных зон приводили к миграциям животных и человека. Численность популяций сокращалась. Некоторые виды погибали. В интерстадиалы обстановка была промежуточной между современной и ледниковой.

Эти климатические изменения, приводившие к смене растительности, выявляются палинологическим методом – анализом видового состава споры и пыльцы в изучаемых осадочных толщах. Некоторые ошибки таких определений могут быть связаны с ветровым или водным переносом пыльцы из одной ландшафтной зоны в другую, а также переотложением пыльцы, вымытой из более древних осадков. Избежать таких ошибок или, по меньшей мере, уменьшить их влияние помогают учет состояния анализируемого материала и выявление форм, экзотичных для представленного в образцах споро-пыльцевого комплекса.

Рассмотрим более подробно климатические изменения в Европейской России. Голоцену предшествовала позднеледниковая валдайская ледниковая эпоха. В Польше ее называют висленской, в Западной Европе вюрмской, а в Северной Америке висконсинской. В Сибири оледенение поздней стадии этой эпохи известно как сартанское, а ранней – зырянское. Позднеледниковое оледенение было особенно суровым, может быть, самым холодным в квартере. Оно началось 24 тыс. лет назад глубоким похолоданием и имело два главных центра: Скандинавский и Новоземельский. Продвижение льдов от этих центров на Русскую равнину не было синхронным: подморенные отложения имеют возраст ~24 тыс. лет в бассейнах Мезени и Печоры и лишь 18–17 тыс. лет в бассейнах Немана и Западной Двины. Ледовый язык максимальной фазы на короткое время (не более 4 тыс. лет) достиг Валдая. На Западной Двине, в слоях с радиоуглеродным возрастом 17460 ± 210 лет, зафиксированы зимние (среднеянварские) температуры на 10–14 °С и летние (среднеиюльские) – на 2–3 °С ниже, чем сейчас. Безморозный период был на 1–1,5 месяца короче современного. Граница многолетней мерзлоты спустилась до 49–50° с.ш. Ландшафты пе-

ригляциальной области походили на современную арктическую тундру при большой сухости климата [Развитие..., 1993].

Сразу после максимальной фазы поздневалдайского оледенения началась дегляциация. В результате ее первой стадии ледники отступили на востоке на 100–150 км, а на западе в среднем на 80 км, после чего ~16 тыс. лет назад имел место короткий вепсовский эпизод с продвижением льда вперед до Балтийской гряды и бассейна Онеги. Дальнейшее отступление было прервано лужской подвижкой ледника (~13 тыс. лет). Наступившее затем потепление бёллинг (12 750–12 250 лет) привело к сокращению площади оледенения на треть. После невиской подвижки ледника (~12 тыс. лет), соответствующей «старому дриасу», когда возникло I Балтийское ледниковое озеро, наступило потепление аллерёд (радиоуглеродные даты 11.4 ± 0.2 тыс. лет). Скорость дегляциации возросла, но остатки Скандинавского ледника и примыкавшее к ним холодное I Иольдиево море делали потепление в перигляциальной области весьма относительным. На северо-западе Русской платформы зимние температуры оставались на 8 °C, а летние – на 3–4 °C ниже современных. Среднегодовые температуры были на 6° ниже современных. Южнее, на 50° с.ш. и в центре Украины, и зимние и летние температуры уступали современным лишь на 1 °C, но повсеместно осадков выпадало на 100 мм/год меньше, чем сейчас, и было сухо. Последовавшее непродолжительное похолодание «молодой дриас» (~10,5 тыс. лет назад), при котором Иольдиево море вновь стало ледниковым озером, ужесточило климатические условия. На северо-западе Русской равнины зимние температуры стали на 14 °C, летние – на 6 °C, а среднегодовые – на 10 °C ниже современных. На Украине зимние температуры были на 6 °C, летние – на 3–4 °C и среднегодовые – на 4 °C ниже современных. Из-за блокировки западных воздушных масс остатками Скандинавского ледника было очень сухо: осадков выпадало на 250 мм/год меньше, чем сейчас. Затем последовало голоценовое потепление.

Наиболее суровая фаза ранневалдайского оледенения имела место ~80 тыс. лет назад. В большинстве регионов оно было меньше по площади, чем поздневалдайское. Затем имело место несколько фаз относительных потеплений и похолоданий на фоне небольшого смягчения климата. Самым значительным было последнее, дунаевское, потепление с радиоуглеродными датами от 29

до 25 тыс. лет, примерно соответствующее брянскому интервалу на юге Русской равнины (29–24 тыс. лет назад), денекампу Западной Европы и фармдейлу Северной Америки [Развитие..., 1993]. Но даже в этот интервал климат оставался довольно холодным и сухим, и на значительных пространствах, вероятно, сохранялась многолетняя мерзлота.

Эпохе валдайского оледенения предшествовало микулинское межледниковье (130–90 тыс. лет), называемое в Западной Европе рисс-вюрмским или эемским. В центре России среднеянварские температуры были выше современных, достигая $-3-0^{\circ}\text{C}$, а осадков было больше, чем сейчас, на 100 мм/год [Развитие..., 1993]. Полоса широколиственных лесов распространялась дальше, чем сейчас, как на север, так и на юг. Таяние ледников предшествовавшего, рисского или московского, оледенения вызвало трансгрессии морей, обрамляющих Восточно-Европейскую платформу на севере (бореальная трансгрессия) и на юге (карангатская в Азово-Черноморском бассейне и верхнехазарская в Каспийском).

К среднему неоплейстоцену относят среднерусскую ледниковую эпоху и предшествующее ей лихвинское межледниковье, продолжавшееся между ~380 и ~280 тыс. лет назад. Они соответствуют рисскому оледенению и миндель–рисскому интергляциалу, или гольштейну, европейской шкалы). Среднерусская эпоха включала в себя продолжительное московское оледенение, одинцовский интерстадиал и более раннее днепровское оледенение. В лихвинское межледниковье и местами позднее имели место трансгрессии Черного и Каспийского морей. К раннему неоплейстоцену относятся: окская ледниковая эпоха, предшествовавшее колготовское межледниковье и менее четко выделяемые платовская ледниковая эпоха с предшествовавшим михайловским межледниковьем. На юге происходили трансгрессии (главным образом, в межледниковья) – верхне- и нижнечаудинская Черного моря, урунджикская, бакинская и туркьянская Каспия. В Западной Европе окское оледенение параллелизуется с миндельским, или эльстерским, а более ранние плейстоценовые образования объединены в гюнц-миндельский интергляциал, или кромер. На Русской равнине особенно значительными были московское и окское оледенения, отложения которых достигают Среднерусской возвышенности. В эоплейстоцене (калбрии мировой шкалы) относительные похолодания, нередко со-

провождавшиеся оледенениями, и потепления сменялись чаще. В Черном море в это время отлагались гурийские слои, а в Каспийском – апшеронские.

В ледниковых областях непосредственными следами оледенений являются морены и связанные с ними озерные и флювиогляциальные отложения. В перигляциальных и удаленных от ледниковых щитов областях в ледниковые эпохи накапливались лёссы. Чередование лёссов и палеопочвенных горизонтов в разрезах четвертичных отложений отражает смену оледенений и интергляциалов или интерстадиалов.

Дополнительную и иногда наиболее убедительную информацию об отнесении морских отложений к ледниковой или неледниковой стадии климатостратиграфической шкалы дают соотношения $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ в микроорганизмах донных осадков [Imbrie et al., 1984; Bas-sinot et al., 1994]. В отложениях ледниковых стадий, т.е. с уменьшением температуры, доля ^{18}O возрастает, так как легкий изотоп ^{16}O концентрируется во льдах континентов.

Ритмостратиграфический метод корреляции отложений основан на особенностях седиментации в исследуемом бассейне осадконакопления, а именно на закономерной смене осадков разного типа вверх по разрезу, т.е. со временем. Например, фации трансгрессирующего моря сменяются фациями регрессии или, в континентальном бассейне, грубые фации стадии усиленного врезания и эрозии соседних поднятий сменяются более тонкими фациями эпохи их планации и денудации. И те, и другие образуют единый седиментационный цикл, после завершения которого может начаться следующий цикл. Анализируя соседние разрезы в пределах общей области седиментации, в них можно выделить одинаковую последовательность циклов или фации одной и той же стадии какого-либо цикла. Это позволяет скоррелировать разрезы, т.е. выделить в них слои, отлагавшиеся более или менее синхронно. Если цикличность осадков в разных бассейнах определялась едиными причинами, тектоническими или климатическими, такие осадки можно тоже скоррелировать.

Палеомагнитный метод корреляции геологических образований основан на том, что все породы, содержащие в том или ином виде ферромагнитные минералы, сохраняют остаточную намагниченность – следы той ориентировки магнитных силовых линий, которая существовала в эпоху образования этих пород. Эта намаг-

ниченность может быть определена с помощью специальных магнитометров после необходимой магнитной чистки образца. Отобранный образец должен иметь стандартный размер и содержать указания его ориентировки относительно современных магнитных полюсов с поправкой на тектоническую деформацию (например, наклон), которую порода могла получить уже после своего образования. Для таких определений наиболее подходят магматические и терригенные породы (исключая конгломераты и гравелиты, в которых полученная магнитная характеристика может относиться не к самой породе, а к слагающим ее обломкам пород, возникших раньше), но годятся и карбонаты, содержащие терригенную примесь, например, мергели. В плиоцен-четвертичное время магнитные полюса неоднократно менялись местами, и это отражено в прямой (как сейчас) и обратной остаточной намагниченности пород соответствующего возраста. Разработана достаточно точная шкала намагниченности плиоцена и квартера, содержащая несколько эпох и внутри них эпизодов прямой и обратной намагниченности. Разумеется, палеомагнитно охарактеризованный образец из небольшого обнажения, лишенного иных стратиграфических привязок, еще не дает основания для надежного сопоставления с породами другого палеомагнитно охарактеризованного обнажения. Но изменяющиеся палеомагнитные характеристики в пределах большого по стратиграфическому диапазону разреза служат весомым основанием для корреляции с другими подобными разрезами, хотя и в этом случае неоднозначность сопоставления нередко сохраняется.

Тефрохронологический метод корреляции основан на том, что пеплы, выбрасываемые при крупном извержении, попадая в атмосферу, могут распространяться на значительные расстояния от вулкана и, отлагаясь там, сохраняться в виде слоев в геологическом разрезе. Поскольку такие туфовые горизонты обладают геохимической и петрологической спецификой, можно их идентифицировать и по ним сопоставлять удаленные друг от друга разрезы. Этот метод успешно используется для корреляции геологических образований в пределах вулканической области, например Камчатки. Но в редких случаях особенно сильных эксплозивных извержений их выбросы могут уноситься гораздо дальше. Так, пеплы, возникшие ~35 тыс. лет назад при грандиозном вулканическом взрыве, при-

ведшем к образованию кальдеры Неаполитанского залива, обнаружены возле г. Павловска Воронежской области.

Перечисленные методы весьма полезны для сопоставления плиоцен-четвертичных геологических образований, но не могут применяться при всяком геологическом наблюдении хотя бы из-за ограниченности аналитической базы. Поэтому при проведении исследований широко используются методы **геологической и геоморфологической корреляции** разрезов и других образований. Геологическая корреляция основана на сходстве состава пород, их облика, цвета, форм выветривания, особенностей соотношений с соседними образованиями и т.п. В основе геоморфологической корреляции лежит сходное выражение исследуемых образований в рельефе. Особенно продуктивен такой подход для сопоставления четвертичных, а иногда и плиоценовых отложений, слагающих речные террасы, а также срезаемых определенными поверхностями выравнивания или перекрывающих их. Наиболее убедительны результаты сопоставления террас в пределах одной долины. Но метод, хотя и с меньшей надежностью, может использоваться для корреляции отложений разных долин единого речного бассейна и даже разных бассейнов.

Завершая обзор стратиграфических методов, отметим, что каждый из них, используемый в отдельности, редко дает однозначный результат. Но надежность сопоставления, определения последовательности образования геологических тел и форм и их привязки к общей стратиграфической шкале существенно возрастают при комплексном применении разных методов и взаимной проверке полученных с их помощью результатов.

Радиологические методы геохронологии основаны на скоростях превращения содержащихся в горных породах естественных радиоактивных (нестабильных) элементов в стабильные изотопы тех же или других элементов. Определение содержания нестабильных изотопов относительно стабильных изотопов или продуктов распада дает возможность оценить возраст породы [Фор, 1989]. Среди таких методов достаточно апробированным и известным является *калий-аргоновый* (K-Ar). Он основан на накоплении стабильного ^{40}Ar за счет радиоактивного распада нестабильного изотопа ^{40}K . Для определений годятся K-содержащие магматические и метаморфические минералы и породы, способные удерживать Ar после остывания. Верхняя граница возраста, доступного для изме-

рения, ограничивается чувствительностью применяемых методов определения содержания Ar.

Сейчас в России надежные плиоцен-четвертичные даты не моложе десятков тысяч лет можно получить в лаборатории ИГЕМ РАН. В последние годы развился, но пока не получил столь же широкого распространения из-за относительной сложности *аргон-аргоновый* ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) метод, пригодный для определения возраста молодых K-содержащих минералов и пород. Метод основан на образовании ^{39}Ar из ^{39}K в результате облучения их тепловыми и быстрыми нейтронами в ядерном реакторе. Поскольку скорость радиоактивного распада ^{39}Ar невелика, на время проведения анализа его можно считать стабильным. Это избавляет от необходимости измерять содержание K. Данные, рассчитанные по измеренным отношениям $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ после выделения всего газа, соответствуют данным K-Ar-метода. Но главное преимущество $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода заключается в том, что Ar можно выделять и измерять соотношения его изотопов отдельными фракциями, соответствующими стадиям кристаллизации и остывания, путем ступенчатого обжига облученного образца. Высокой точностью обладает метод *U-Pb определений техникой SHRIMP*, где исследуются результаты изотопных преобразований в кристаллах циркона. В новейшей геологии метод применим к вулканическому циркону в молодых лавах и туфах. При высокой точности аналитических определений не следует забывать, что циркон мог кристаллизоваться в магматическом очаге значительно раньше извержения содержащего кристаллы циркона материала на поверхность. Это заставляет вносить поправки в оценки возраста соответствующих вулканогенных образований.

Уран-ториевый (U-Th), или уран-иониевый, метод основан на положении, что ископаемые кости, кораллы и раковины обитавших в водоеме или попавших туда в ходе седиментации организмов первоначально содержали измеримые количества U, но не содержали иония (^{230}Th), который начал накапливаться в них лишь после отложения. По отношению $^{230}\text{Th}/\text{U}$ можно определить возраст четвертичных отложений не древнее ~270 тыс. лет. В России наиболее надежные определения этим методом можно получить в лаборатории Петербургского государственного университета.

Широко применяется *радиоуглеродный* метод определения возраста позднечетвертичных образований, основанный на распаде радиоактивного углерода ^{14}C , образующегося в верхних слоях ат-

мосферы при взаимодействии нейтронов космического излучения с ядрами атмосферного азота. Окисляясь до CO_2 , ^{14}C равномерно смешивается с неактивным CO_2 атмосферы, усваивается растениями и попадает в скелеты организмов, почву, торфяники и другие насыщенные углеродом осадки. После отмирания углеродсодержащих организмов привнос ^{14}C из атмосферы прекращается и начинается его радиоактивный распад с периодом полураспада 5616 лет. Возраст углеродсодержащих образований оценивается по отношению $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$. За последнее столетие в результате сжигания больших количеств неактивного углерода ^{12}C его количество в атмосфере возросло, и природное отношение $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ нарушилось. Чтобы избежать ошибки, связанной с этим, в качестве современного стандарта используется древесина, произраставшая в XIX в. Другая возможная, но учитываемая ошибка, может быть связана с выносом глубинного неактивного углерода в областях современного вулканизма и глубинной дегазации. В последние десятилетия выявлен еще один источник ошибок, связанный с тем, что количество ^{12}C в атмосфере не оставалось постоянным, но было меньше современного в эпоху последнего оледенения, а затем постепенно нарастало. Чтобы учесть это изменение, была разработана калибровочная кривая пересчета лабораторных измерений радиоуглеродного возраста в календарные даты [Pearson, Stuiver, 1986; Stuiver et al., 1998]. Однако и с использованием этой кривой возможность ошибки, хотя и гораздо меньшей, остаётся, поскольку на плавный ход калибровочной кривой наложены мелкие, но резкие флуктуации, из-за которых одно и то же радиоуглеродное определение может соответствовать нескольким календарным датам (рис. 3). Различия между ними на рубеже ~3500 лет достигают 100 лет, а в интервале 6–8 тыс. лет назад становится еще больше.

Неопределённости в интерпретацию радиоуглеродных определений вносят особенности анализируемого материала. Так, деревянные элементы конструкций могли использоваться несколько десятилетий и даже столетий. Устанавливаемый по ним возраст гибели сооружения (например, в результате пожара, землетрясения или вражеского нашествия) окажется неправомерно удревнённым. Еще большие неопределенности возникают при интерпретации возраста почв, участвующих в формировании культурных горизонтов или связанных с геодинамическими событиями. Почвы формируются длительно, отражая изменения природной среды.

В современной почве лишь самый верхний дерновый слой имеет возраст, близкий к современности. Но уже на глубинах до 20 см, где ещё продолжается накопление и преобразование гуминовых кислот, по которым чаще всего и определяется возраст почв, он может превышать тысячу лет [Александровский, 1996]. В палеопочве, погребённой под более молодыми наносами или антропогенными сооружениями, самая верхняя часть, как правило, не сохраняется, и радиоуглеродное определение, полученное даже из кровли сохранившегося почвенного слоя, может быть на несколько сотен и даже более чем на 1000 лет древнее первоначального возраста поверхности почвы, испытавшей геодинамическое или антропогенное преобразование. Иначе говоря, радиоуглеродное датирование палеопочвы даёт лишь нижний предел возраста находящегося на ней археологического или природного объекта. Сказанное относится и к культурным слоям, содержащим артефакты, которые оказываются как бы вдавленными в такую редуцированную почву.

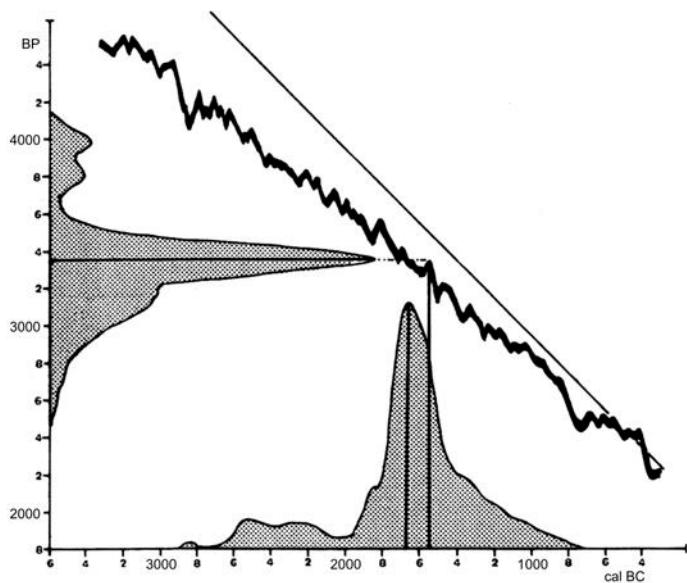


Рис. 3. Калибровочная кривая для перевода лабораторных дат ^{14}C в календарные даты

Считается, что радиоуглеродный метод способен датировать природные или антропогенные образования не древнее 60 тыс. лет. Реально эту величину следует ограничить 40 тыс. лет, поскольку более древние даты слишком неточны. В России существует несколько лабораторий, делающих вполне надежные радиоуглеродные определения, если количество углерода в анализируемой пробе ≥ 1 г. Даты по существенно меньшим количествам органического вещества можно получить с помощью специальных ускорителей, которыми оснащено несколько западных лабораторий. Пользоваться их услугами достаточно дорого. В последние годы приобретают распространение методы оценки возраста пород или экспонируемых поверхностей по соотношениям изотопов других элементов, например бериллия и хлора.

Метод **трекового датирования** (*fission-track dating*) основан на подсчете плотности треков (нарушений в минералах на атомном уровне), образуемых осколками спонтанного деления ядер тяжелых радиоактивных элементов, прежде всего ^{238}U при ничтожной примеси ^{232}Th и ^{235}U . Треки видны в электронный микроскоп, но их можно усилить путем химического травления минералов и наблюдать в оптический микроскоп. Накопленные треки исчезают под воздействием различных геологических факторов и, прежде всего, нагревания. Трековый возраст – это период времени, в течение которого произошло накопление треков в породе после того, как она в последний раз остыла ниже температуры, при которой предыдущие треки в слагающих ее минералах если и возникали, то исчезли. Температуры, при которых треки исчезают (t обжига треков), различны у разных минералов. Чаще всего в трековых исследованиях используются апатит ($t = 60\text{--}110\text{ }^{\circ}\text{C}$) и циркон ($t = 215\text{--}240\text{ }^{\circ}\text{C}$), реже сфен и монцонит.

При изучении плиоцен-четвертичных образований (как и предыдущих стадий новейшего этапа) трековый метод дает возраст подъема к земной поверхности древних пород, прежде находившихся на глубине и подвергавшихся воздействию температур, превышавших t обжига треков, и возраст остывания новейших вулканитов, почти равный возрасту их извержений. В последнем случае используются треки в вулканических стеклах. Известны результаты трекового датирования вулканитов не моложе десятков тысяч лет.

Метод **термолюминисцентного датирования** основан на том, что ионизирующее излучение (продукты спонтанного деления

природных радиоактивных элементов, космическое излучение высоких энергий и даже солнечный свет) взаимодействует с атомами твердых диэлектриков таким образом, что электроны удаляются из родительских атомов. Некоторые из этих электронов оказываются в метастабильном состоянии, связанном с дефектами кристаллической решетки и сохраняют полученную избыточную энергию. При нагревании избыточная энергия выделяется в виде света и электроны возвращаются в исходное стабильное состояние. Это свечение и называют люминисценцией. Показателем возраста считается интенсивность свечения, которая обусловлена количеством приобретенной электронами избыточной энергии, зависящим от длительности облучения. Используется свечение зерен кварца из естественных обнажений и археологических объектов, например керамики. Поскольку в интенсивности свечения наступает предел насыщения, после которого дальнейшие изменения неощутимы, считается, что метод «работает» лишь для объектов, возникших в течение последнего 1 млн лет. Для увеличения точности датировки проводится калибровка анализируемых образцов по некому искусственно облученному эталону. Полноценная калибровка, обеспечивающая надежный результат, длительна и трудоемка, что резко удорожает стоимость датирования.

Существует несколько методов абсолютного датирования, основанных на геологических и геоботанических данных. В **варвехронологии** используются ленточные глины с сезонной слоистостью, накапливавшиеся в озерах, возникавших при таянии льдов последнего оледенения. Сезонность слоистости обусловлена неравномерностью таяния льдов и сопровождавшего его выноса обломочного материала. Летом вынос был интенсивным и отлагался песок, а зимой он резко замедлялся и отлагалась глина. Подсчет годовичных слоев дает возможность определить длительность существования бассейна и скоррелировать с осадконакоплением другие геологические события. В **дендрохронологии** подобными годовичными реперами являются кольца роста долгоживущих деревьев. Метод «работает» в интервале последних тысячелетий. **Лихенометрический** метод оценки возраста основан на подсчете размеров определенного вида лишайника и степенью покрытости им каменных поверхностей. Это дает длительность их экспозиции, что важно, например, для определения возраста молодых лав и появления свежих плоскостей или участков плоскостей разломов в результате

сейсмогенных подвижек. Поскольку скорость роста лишайников зависит от климата и некоторых других факторов, для получения надежных дат необходимо калибровать результаты подсчетов по датированных в этой местности эталонам. Известны определения возраста геологических событий лихенометрическим методом в течение последних трех тысячелетий. Наконец, **исторический** метод заключается в установлении возраста геологических событий (чаще всего, катастрофического характера) по историческим документам. Древнейшие известные документы такого рода датируются началом II тыс. до н.э.

Методы «абсолютной» геохронологии дают возможность привязать результаты применения стратиграфических методов корреляции и определения последовательности образования геологических тел и событий к шкале геологического времени, а для второй половины голоцена – к конкретным календарным датам.

Глава 2. МЕТОДЫ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

2.1. Типизация новейших структур

Новейшие структуры, или тектонические формы, как и более древние подобные образования, подразделяются на объёмные и плоские. Объёмные формы в поверхностном эрозионном срезе имеют площадное распространение. Это поднятия и впадины земной коры и разнообразные складки. У плоских форм тектонические деформации и смещения сосредоточены вдоль плоскости и в поверхностном срезе образуют линии или узкие полосы. Это разломы и близкие к ним зоны концентрации деформаций.

Крупные поднятия и прогибы небольшой (по сравнению с их размерами) амплитуды распространены в платформенных областях слабой тектонической активности. Такие поднятия называют антиклизмами (или щитами, если на земную поверхность выведен метаморфизованный складчатый фундамент), а впадины – синеклизмами. Сходные поднятия меньшего размера получили названия валов, тогда как небольшие впадины нередко называют прогибами или мульдами.

В подвижных поясах крупные поднятия и прогибы достигают большей амплитуды и осложнены складками, антиклиналями, если в их центральной части (ядре) вскрыты более древние, чем на крыльях, породы, и синклиналями, если породы в ядре моложе, чем на крыльях (рис. 4). По соотношениям длины и ширины выстраивается ряд складок от брахиформных, у которых длина и ширина соизмеримы вплоть до изометричных куполов и мульд, через промежуточные формы до линейных складок, у которых длина превышает ширину в пять и более раз. В линейных складках различают ось и осевую плоскость, разделяющие крылья. Окончания антиклинальных складок называют периклиналями, а синклинальных – центриклиналями. Складки могут быть симметричными – с примерно одинаковым наклоном крыльев, и асимметричными, у которых одно крыло круче другого вплоть до обратного наклона слоёв в ту же сторону, куда наклонены слои более пологого крыла. В последнем случае складку считают запрокинутой. В зависимости от того, с

какой стороны находятся более крутые и запрокинутые крылья системы складок, говорят об их той или иной пространственной вергентности. Сообщество складок в пределах более крупного складчатого поднятия или впадины называют, соответственно, антиклинорием или синклинорием.

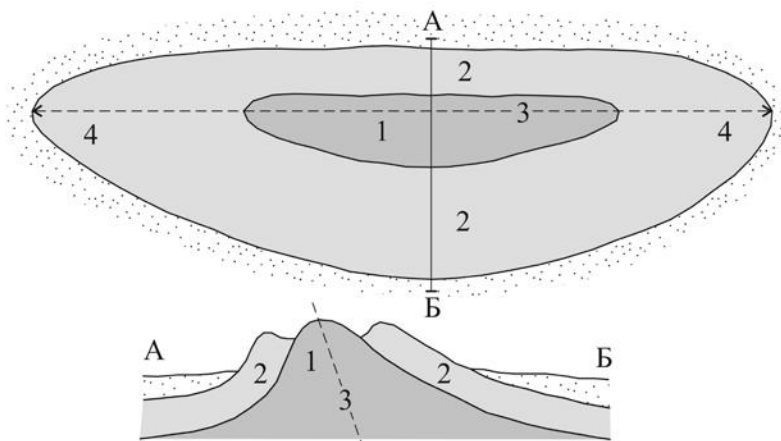


Рис. 4. Элементы антиклинальной складки
1 – ядро; 2 – крыло; 3 – периклиналь; 4 – ось и осевая плоскость

У разломов выделяют крылья и сместитель, вдоль которого происходит смещение. Разломы различаются наклоном сместителя и направлением смещения (рис. 5). При смещении крыльев вдоль сместителя по горизонтали разлом называют правым или левым сдвигом. Если встать на линию сдвига и смотреть вдоль него, то крылья правого сдвига смещены друг относительно друга по часовой стрелке, а левого сдвига – против часовой стрелки. При смещении крыльев поперёк простирания сместителя тип разлома зависит от соотношения наклона сместителя и направления движения крыльев. Если сместитель наклонён в сторону опускающегося крыла, то крылья, смещаясь по вертикали, отъезжают друг от друга. Такой разлом называют сбросом. Если сместитель наклонён в сторону поднимающегося крыла, то крылья, смещаясь по вертикали, сближаются. Такой разлом называют взбросом, если наклон сместителя круче 45° , или надвигом, если сместитель положе. Различают висячее и лежащее крыло надвига. Бывают очень пологие надвиги

вплоть до горизонтальных, которые называют шарьяжами, или тектоническими покровами.

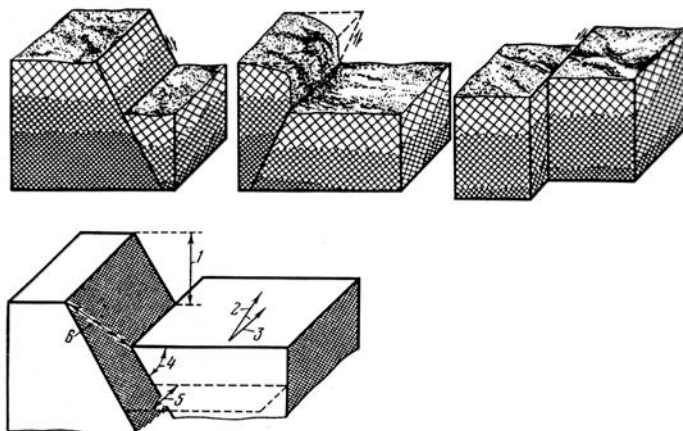


Рис. 5. Типы разломов

А – сброс; Б – взброс или надвиг; В – сдвиг; Г – разлом с косым смещением: 1 – вертикальная компонента; 2 – азимут сдвига; 3 – азимут полного смещения; 4 – угол наклона сместителя; 5 – сдвиговая компонента; 6 – полное смещение

Они могут формироваться двумя способами. Шарьяжи первого типа возникают при срыве относительно тонкой жёсткой пластины по менее прочному (обычно более пластичному) горизонту, например, по увлажнённой глине, гипсу или каменной соли. Шарьяжи второго типа возникают в результате продолжающейся деформации запрокинутой складки (рис. 6). Висячее крыло шарьяжа называют аллохтоном, лежащее – автохтоном, а комплексы пород, несогласно перекрывающие шарьированные толщи – неавтохтоном. При расхождении крыльев разлома без их вертикального перемещения формируются раздвиги – зияющие полости, часто заполняемые магматическим материалом. Такие магматические тела называют дайками. В приповерхностных водонасыщенных слоях раздвиг (например, при землетрясении) может приводить к образованию неупругих даек, состоящих из обломочного материала. При определении типов разломов учитывается относительное смещение крыльев, и неважно, какое из них действительно движется, а

какое стоит на месте или движется медленнее. Когда это удастся установить, говорят, например, не о надвиге, а о поддвиге, если движется опускающееся крыло. Перемещения часто происходят не вдоль или поперёк разлома, а наискось. Возникают левые сбросо-сдвиги, правые сдвиги-взбросы и т.п.

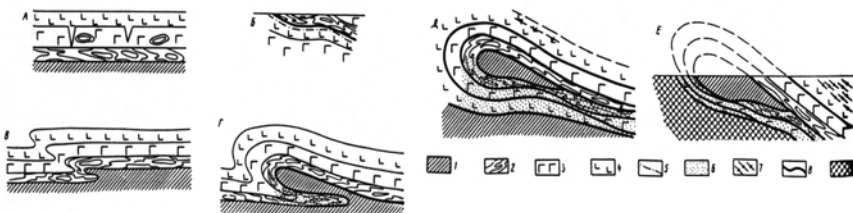


Рис. 6. Пример образования запрокинутой складки базитового основания и её преобразования в шарьяж (последовательные стадии А–Е формирования структуры офиолитового комплекса)

1 – дунит-гарцбургитовый комплекс; 2 – полосчатый комплекс; 3 – габброиды; 4 – амфиболитизированные диабазы, комплекс параллельных даек; 5 – пироксен-плагиоклазовые тектониты; 6 – метаморфиты повышенных давлений; 7 – плагиограниты; 8 – бластомилониты зоны межпластовых проскальзываний; 9 – соседняя область

Разломы сопровождаются более мелкими разрывами, трещинами и складками. Поэтому выделяют зоны разломов, и они имеют разное строение у разломов разного типа. Зоны надвигов нередко имеют фестончатое строение, при котором отдельные крупные нарушения дугообразно изогнуты в сторону надвигания. Висячих крыльях происходит растяжение и возникают сбросы. Для некоторых новейших надвиговых зон характерно последовательное образование ряда примерно параллельных надвигов, омолаживающихся в сторону надвигания. Для зон сбросов характерно ступенчатое строение, при котором единый разлом разделяется на несколько нарушений. Между встречными сбросами образуются удлинённые депрессии, называемые грабенами. Депрессионные структуры, ограниченные сбросами лишь с одной стороны, называют полуграбенами или односторонними грабенами. Неглубокий грабен может возникнуть перед крупным сбросом за счёт встречного опускания по более мелкому анатетическому сбросу. Сложный грабен с проявлениями вулканизма и другими признаками глубинного заложения

ния называют рифтом. Узкое поднятие, ограниченное сбросами, направленными в разные стороны, получил название горста. Сжатую линейную депрессию, ограниченную взбросами, называют рампом. Нередко над зонами сбросов и взбросов в прочных породах фундамента или нижних горизонтов чехла развиваются складчатые изгибы вышележащих слоев без нарушения сплошности пород. Такие изгибы получили название флексур. У них различают верхнее и нижнее крылья и смыкающее крыло, наклон которого эквивалентен смещению по разлому.

Зоны сдвигов, как правило, более компактны и прямолинейны, чем зоны сбросов и надвигов. Вместе с тем, для них характерны оперяющие сдвиги, отходящие от главного разлома под очень острым углом и имеющие то же направление смещения (сколы Риделя), и оперяющие сбросы и раздвиги, ориентированные под углами $\sim 45^\circ$ относительно сместителя. Оперяющие разломы нередко



Рис. 7. Ступенчатое сочетание сейсмогенных структур сжатия-растяжения при сдвиге, Кумдагское землетрясение, 1983

образуют кулисные ряды. Оперяющими по отношению к сдвигу могут быть и ряды примыкающих к нему структур сжатия — надвигов, взбросов и молодых складок. Их простираение отличается примерно на 90° от простираения оперяющих структур растяжения. Кулисные ряды простирающихся под углом к основному сдвигу более мелких сдвигов Риделя или разрывов сжатия или растяжения характерны для его окончаний. Сочетание сдвига с оперяющими структурами сжатия и растяжения в миниатюре может повторяться в сейсмогенных нарушениях, возникающих в зонах разломов при сильных землетрясениях. Там сдвиг может выражаться в плане ступенчатым сочетанием бугров выдавливания и рвов растяжения (рис. 7) или кулисным рядом структур одного из этих типов.

При кулисном подставлении двух сегментов сдвига между ними могут возникнуть условия растяжения. Оно выражается тем, что в области кулисного

подставления оба сдвига приобретают сбросовую компоненту смещений, а участок между ними опускается и образует приразломную впадину, получившую название *pull-apart* (рис. 8).

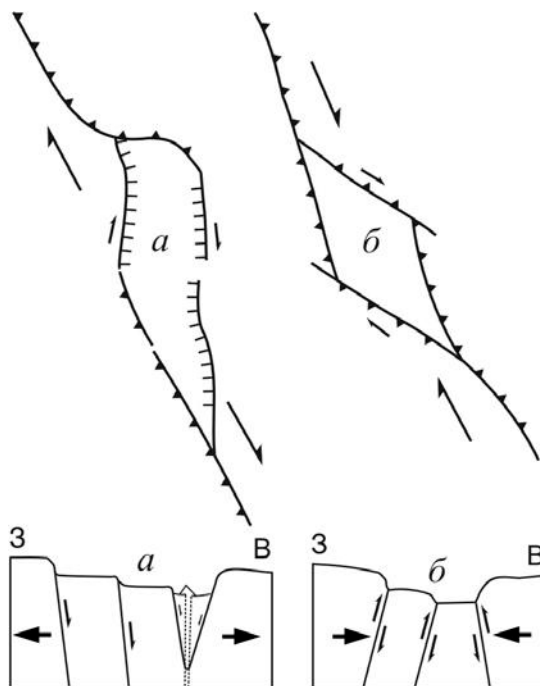


Рис. 8. Типы кулисного подставления сегментов сдвига с образованием присдвиговой впадины: *a* – растяжения (*pull-apart*), *б* – сжатия (*push-inside*)

В вулканических областях вдоль пограничных сбросо-сдвигов и параллельных им сбросов и раздвигов внутри такой впадины нередко происходят вулканические извержения, и впадина заполняется продуктами вулканизма. При противоположном кулисном подставлении сегментов сдвига область между сегментами испытывает сжатие и поднятие. Однако если она была опущена до образования сдвига, поднятия не происходит, и сжатие выражается появлением у сдвигов взбросо-надвиговой компоненты и образованием между ними вдавленной впадины без проявлений вулканизма (см. рис. 8).

Особым типом разрывных нарушений являются трансформные разломы, характерные для срединно-океанических рифтов и соседних частей океанов (рис. 9). При рассмотрении соотношений таких разломов и сопряжённых с ними отрезков рифтовой системы на первый взгляд может показаться, что эти отрезки прежде продолжали друг друга, а потом были сдвинуты по горизонтали. На самом деле рифтовые отрезки изначально располагались кулисно. Поскольку каждый отрезок был областью растяжения и новообразования литосферы, от которого прежняя литосфера раздвигалась, между соседними рифтовыми отрезками она двигалась в противоположные стороны. В итоге здесь произошло горизонтальное смещение, обратное тому, которое имело бы место при сдвиге прежде единого рифта. Вне рифтовой зоны след трансформного разлома сохраняется, маркируя направление раздвигания литосферы.

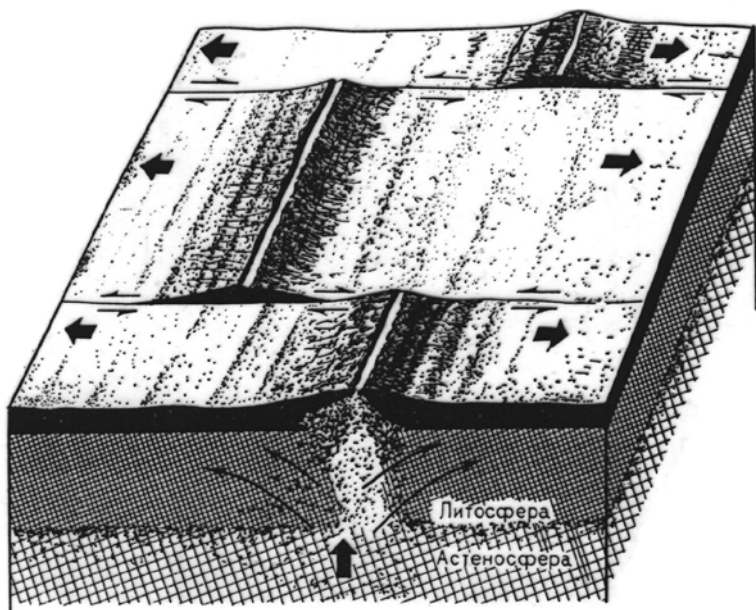


Рис. 9. Трансформные разломы

2.2. Методы изучения объемных неотектонических форм

Новейший этап развития Земли – наиболее приближенный к современности отрезок геологической истории. О современных тектонических движениях можно судить по изменению относительного положения пунктов земной поверхности с помощью методов космической геодезии. Таким путём получена сбалансированная модель перемещения крупных участков земной поверхности – литосферных плит (рис. 10), которая постоянно уточняется по мере поступления новых данных.

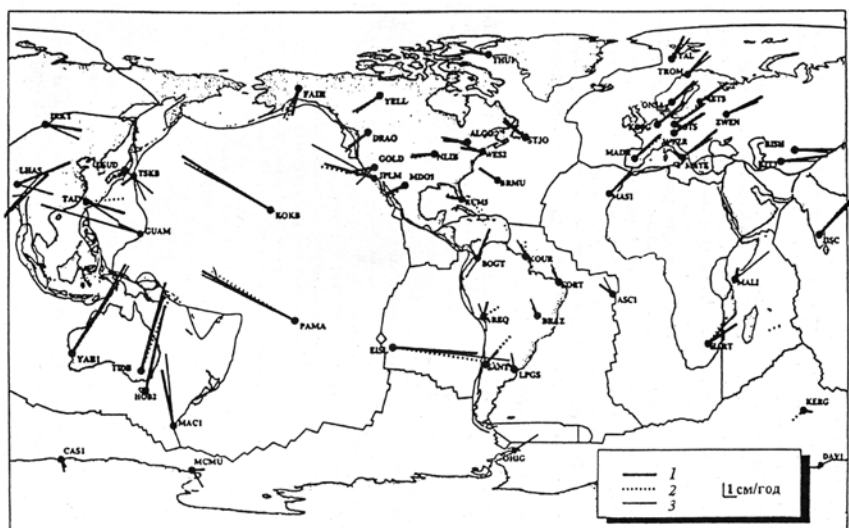


Рис. 10. Сбалансированная модель глобального движения литосферных плит по космогеодезическим данным за 1993–1996 гг.

1 – векторы по данным Центра исследования Земли в г. Потсдаме (GFZ); 2 – усреднённые на 1994 г. векторы по данным различных аналитических центров (ITRF94); 3 – векторы согласно модели NUVEL

Построены также модели относительных перемещений пунктов в пределах крупных регионов (рис. 11). Для таких региональных построений решающее значение имеет система наблюдений *GPS* (*Global Positional System*), использующая сигналы со специальных искусственных спутников Земли с помощью высокоточной

аппаратуры и сложных компьютерных программ обработки данных. Точность определений относительной позиции пункта с помощью этой системы возрастает при многократном повторении наблюдений и достигает сейчас 1 мм для горизонтальной составляющей и 3–5 мм для вертикальной. Если исключить возможность экзогенных воздействий, изменение взаимного расположения пунктов указывает на их относительные тектонические перемещения. При всей ценности таких измерений следует отдавать себе отчёт в том, что они отражают тектонические события только последних десятилетий, когда рассматриваемая система начала функционировать.

Рис. 11. Модель современных горизонтальных движений на территории Турции по GPS данным (McClusky et al., 2000)

ные (измерение расстояний) для оценки горизонтальных перемещений. Эти работы, проводившиеся локально, дали убедительные свидетельства современных движений в отдельных неотектонических зонах, в частности, по активным разломам. Были составлены карты современных вертикальных движений в Европейской части СССР и некоторых соседних странах, а позднее на всей территории СССР. Вместе с тем, эти работы показали изменчивость современных движений в течение последнего столетия. Эта изменчивость могла быть более значительной в течение всего неотектонического этапа, охватывающего последние 30 млн лет. Поэтому для выявления и параметризации новейших структур решающее значение имеют геологические и геоморфологические методы.

При изучении новейших структур в полной мере применимы методы структурной геологии и определения морфокинематических параметров складок и разломов, которые используются при исследовании более древних тектонических форм и геологическом картировании. Вместе с тем, изучение новейших и особенно плиоцен-четвертичных структурных форм имеет ту важную дополнительную особенность, что в неотектонике в качестве репера для оценки формы и масштабов проявлений тектонических движений используется рельеф земной поверхности. Этот репер непрерывно изменяется денудацией и эрозией форм рельефа, перемещением их продуктов по поверхности Земли и их аккумуляцией, причём источником указанных изменений являются как эндогенные, в том числе тектонические, так и экзогенные факторы. Учёт этих изменений является обязательным условием и инструментом неотектонических исследований.

Предварительные сведения о расположении новейших поднятий и опусканий даёт анализ топографических карт. Но основная информация добывается полевым изучением. О наличии и высоте поднятий, выступающих над уровнем моря или поверхностью субаэрального пенеппена, существовавшего в рассматриваемом месте ранее и сохранившегося по соседству с ним, можно судить по составу обломочного материала, снесённого с эродированного поднятия, и величине коррелятных этим отложениям врезов в его поверхность. Анализируя обломочный материал, следует иметь в виду, что грубые фации могли накапливаться и в результате разрушения надвигавшихся пластин аллохтона при их небольшом поднятии. В некоторых бассейнах обломочный материал отложился в

результате удалённой водной транспортировки и не характеризует высоту смежных поднятий. Поэтому для оценки эрозии поднятий по коррелятным отложениям надо исследовать состав обломочного материала, степень его окатанности, свидетельства направления водных потоков, климатические условия и другие аспекты обстановки осадконакопления.

Что же касается глубины врезов, то при интенсивной линейной эрозии, сопровождавшей рост горных хребтов, на их вершинах и склонах могут сохраняться останцы предороженной поверхности, по которым можно судить об общей величине поднятия (рис. 12).

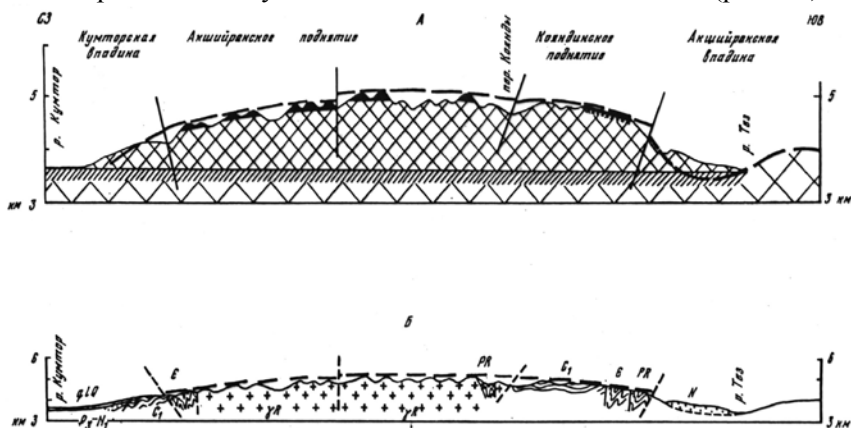


Рис. 12. Деформация предороженной поверхности выравнивания на растущем антиклинальном хребте (по В.И. Макарову)

Ступенчатость склонов хребтов интерпретируется большинством исследователей как отражение импульсности поднятия и лежит в основе представлений о ярусности рельефа (рис. 13). Ускорение вертикальных движений усиливает эрозионные процессы, и на склоне поднятия формируется эрозионно-тектонический уступ (врез), опирающийся на дно впадины или долины, которая служит местным базисом эрозии и на которой происходит аккумуляция продуктов эрозионной деятельности. Чем выше скорость поднятия, тем более грубые и мощные отложения накапливаются. Следующий импульс воздымания приводит к поднятию прилежащего к уступу участка впадины, ниже которого формируется более молодой врез. Поднятый участок становится ступенью на склоне. Сту-

пени, расположенные на близких гипсометрических уровнях на склонах разных хребтов, образуют, вместе с опирающимися на них врезами, региональный ярус рельефа, возникшего в единый интервал времени. Это предполагает корреляцию вреза с грубой нижней частью того или иного молассового комплекса, а ступени в основании вреза – с его более тонкой верхней частью [Макаров, 1977]. Возможность сопоставить ярус рельефа с определенным комплексом молассы позволяет судить по осадкам о развитии горного сооружения и величине поднятия в разные эпохи. При интенсивном поднятии ранние формы рельефа могут, однако, оказаться разрушенными, и сохранившиеся формы не будут отражать его истинного размаха, о чём можно судить по новейшей структуре хребта.

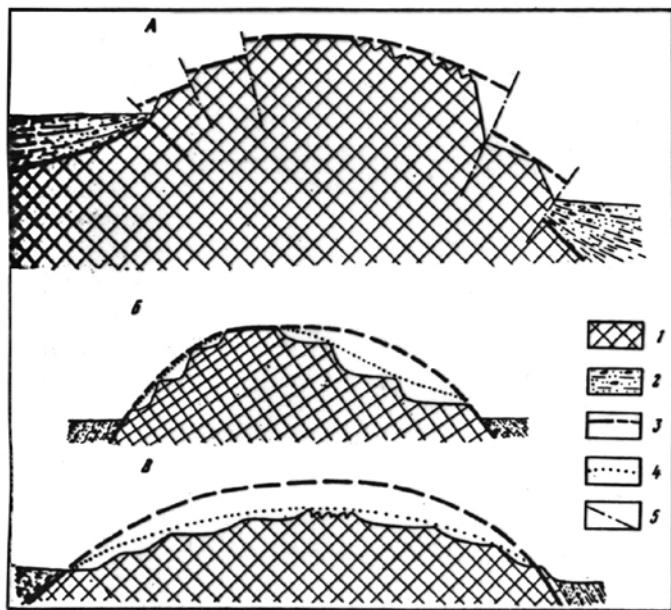


Рис. 13. Ступени рельефа (педименты) на склонах растущего антиклинального поднятия (по В.И. Макарову)

Таким образом, возникновение и рост горного сооружения фиксируется комплексом седиментационных, геоморфологических и структурно-геологических признаков, совокупность которых ес-

ли и не позволяет выяснить все черты рельефообразования в регионе, то даёт представление о тенденциях восходящих движений.

Дополнительную информацию о пространственном положении областей относительного поднятия и опускания даёт анализ речных долин и строения речных террас, причём некоторые предварительные сведения можно получить путём анализа топографических карт и аэрокосмических изображений. Так, на равнинных участках долины огибают растущие поднятия, даже слабо выраженные в рельефе, а рисунок мелких водотоков, начинающихся на поднятии и огибающих его, отражает их форму. На пересечении с растущими поднятиями долины узкие, в горных странах ущелистые, а в опускающихся участках долины расширяются. В таких участках комплексы молассы, формирующиеся за счёт разрушения поднятий, наслаиваются друг на друга, и их мощность в целом отражает скорость опускания, хотя зависит и от интенсивности эрозии и, соответственно, поступления обломочного материала. В долинах, пересекающих поднятия, эти комплексы слагают чехлы террас, и каждая более высокая терраса имеет более древний возраст. Высота террас отражает интенсивность поднятия. Строение террасы указывает на режим аккумуляции, что отчасти отражает характер вертикальных движений того времени. Решающими при этом являются, во-первых, строение чехла террасы и, в частности, относительная роль русловых и пойменных фаций и, во-вторых, соотношение цоколя и чехла террасы. Ряд террас от аккумулятивных через цокольные с разной мощностью чехла к денудационным указывает на возрастание вертикальных движений. В горных странах, испытывающих общее поднятие, области относительного поднятия и опускания, точнее, разной интенсивности поднятия, определяются по высоте, строению и нередко количеству речных террас.

2.3. Методы изучения новейших, в том числе активных разломов

2.3.1. Выявление и картирование новейших и активных разломов

Разломы, активные в позднем плейстоцене и голоцене, в большей мере, чем новейшие разломы, функционировавшие на более ранних стадиях неотектонического развития, сохранили черты строения, позволяющие судить о точном местоположении разлома, его геометрии, направлении и величине смещений (морфокинематическом типе) и режиме тектонических движений. Поэтому в дальнейшем описании методики мы будем часто обращаться к опыту изучения активных разломов.

Методика выявления, параметризации и картирования новейших и активных разломов основана на комплексе аэрокосмических и наземных методов, позволяющих по проявлениям в рельефе и молодым отложениям опознать разлом, закартировать зону связанных с ним нарушений и деформаций, определить тип, величину и среднюю скорость перемещений, а для активных разломов также режим – тип и степень дискретности проявлений движений во времени. Большое значение для уточнения указанных характеристик активных разломов имеет изучение структурных проявлений сильных землетрясений в их зонах.

Критериями новейших разломов являются дешифрируемые на изображениях линейные зоны ландшафтных контрастов или полосовые ландшафтные аномалии, представляющие особенности рельефа, рисунка дренажной сети, обводненности и растительности, которые могут быть выявлены уже на предварительной стадии исследований путём анализа топографических карт и аэрокосмических изображений.

В соответствующих ландшафтно-геологических условиях новейшие разломы могут проявляться приуроченностью к ним молодых вулканических построек, мелких озер, родников, линейными очертаниями побережий крупных озер и морей или изменениями морфологии побережий на пересечениях с разломами, распределением заболоченных участков и разных типов растительности, отражающих условия обводненности. Наиболее распространённым

выражением новейших разломов являются линейные уступы поверхности (рис. 14).

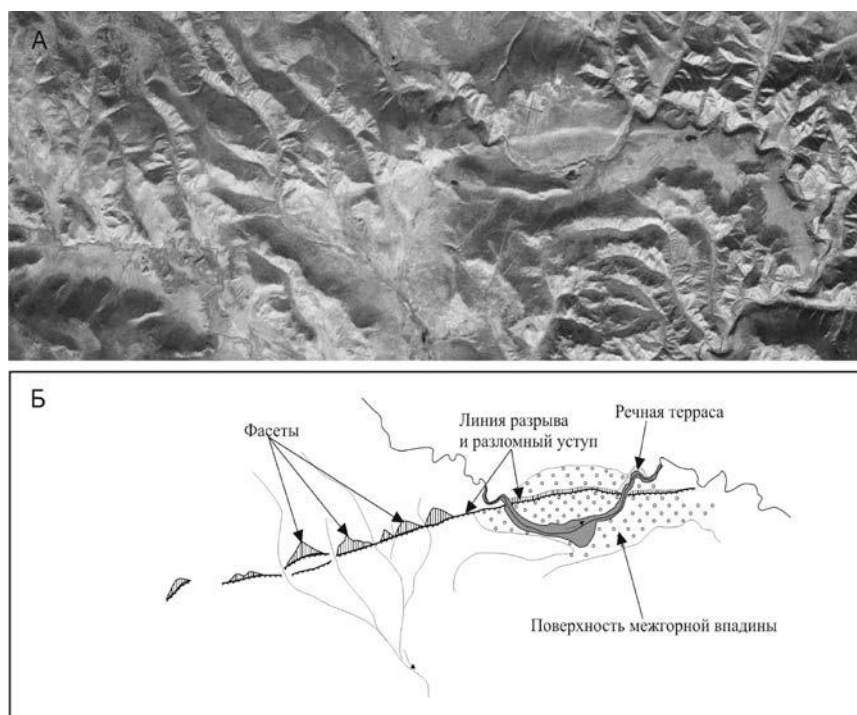


Рис. 14. Уступ активного разлома в пересечённом горном рельефе, Сахалин

При их полевой проверке необходимо убедиться, что образование такой линейной формы не может быть объяснено действием нетектонических (эрозионных, денудационных, мерзлотных и т.д.) процессов. Для выявления и картирования позднечетвертичных смещений, измеряемых метрами и первыми десятками метров и свидетельствующих о современной активности разлома, полезно использовать космические снимки высокого разрешения и аэрофотоснимки.

2.3.2. Морфокинематическая параметризация новейших и активных разломов

Для определения кинематического типа новейших разломов широко используются аэрокосмические снимки. Предварительные соображения о типе новейшего разлома могут быть получены анализом структурного рисунка разломной зоны в соответствии с признаками разломных зон разного типа, перечисленными в параграфе 2.1. На крупномасштабных аэрокосмических снимках с разрешениями в метры и десятки метров по степени искривления линии разлома на пересечении с молодыми формами рельефа различаются крутые и пологие нарушения.

Полевая диагностика активных надвигов, взбросов и сбросов основана на определении наклона сместителя и вертикального смещения по разлому. Определение наклона сместителя, помимо наблюдений в обнажениях, которые встречаются крайне редко, горных выработках и скважинах, в условиях рассеченного рельефа иногда удается получить визированием линии разлома на местности (рис. 15).

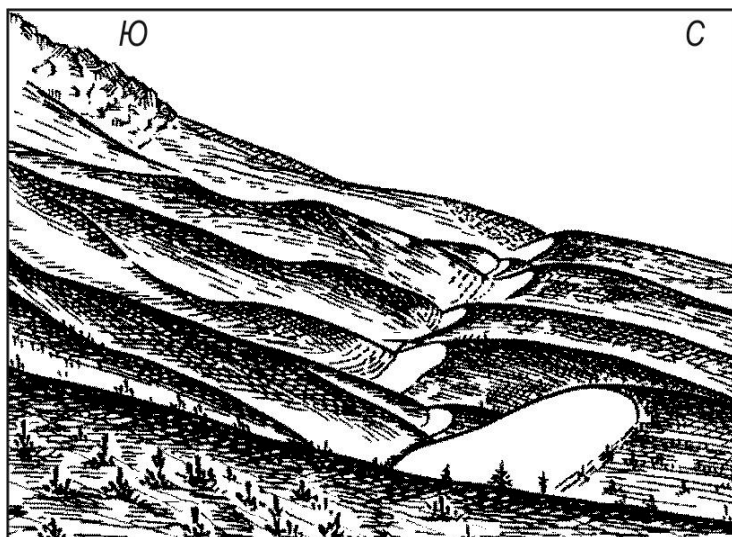


Рис. 15. Выражение наклона под горный склон Главного Копетдагского разлома, Южная Туркмения

Чутким индикатором вертикальных смещений являются небольшие речные и овражные долины, пересекаемые разломом. Если вертикальная составляющая перемещения была противоположной уклону долины, она на время могла оказаться подпруженной. Выше разлома долина расширялась и в ней отлагались относительно тонкие осадки. В современном продольном профиле долины такая подвижка фиксируется выположенным участком (рис. 16в).

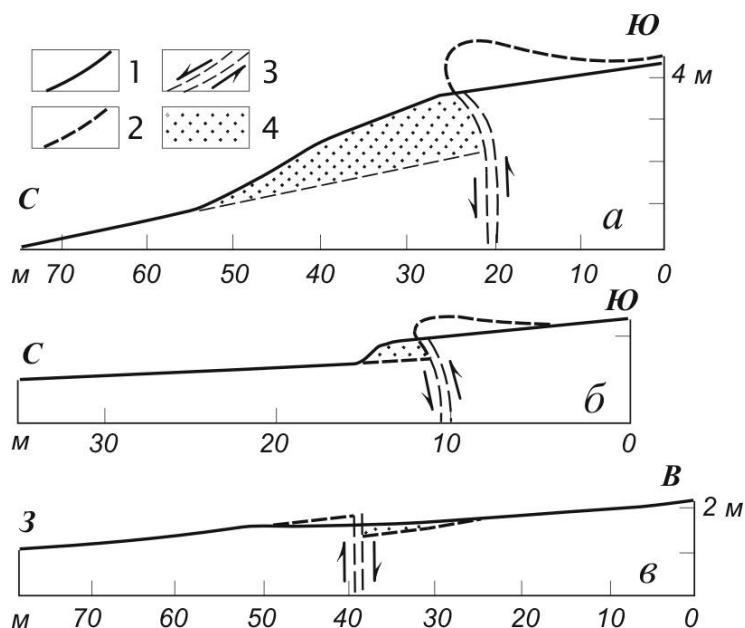


Рис. 16. Деформация продольных профилей сухих долин в зонах активных разломов Копетдага, Южная Туркмения [Трифонов, 1983]. Показаны продольные профили долин, пересечённых: *а* – надвигом на северном крыле Гяурской антиклинали; *б* – надвигом южнее г. Каахка; *в* – сбросом южнее г. Каахка

1 – современный продольный профиль долины; 2 – реконструированное положение дна долины сразу после перемещения; 3 – активный разлом; 4 – переотложенный обломочный материал.

Если вертикальное перемещение происходило в направлении уклона оврага, нарушенный профиль равновесия мог восстанавливаться по-разному. В одних случаях формировался дополнитель-

ный врез в поднятом крыле и прежнее днище становилось террасой (рис. 17е).

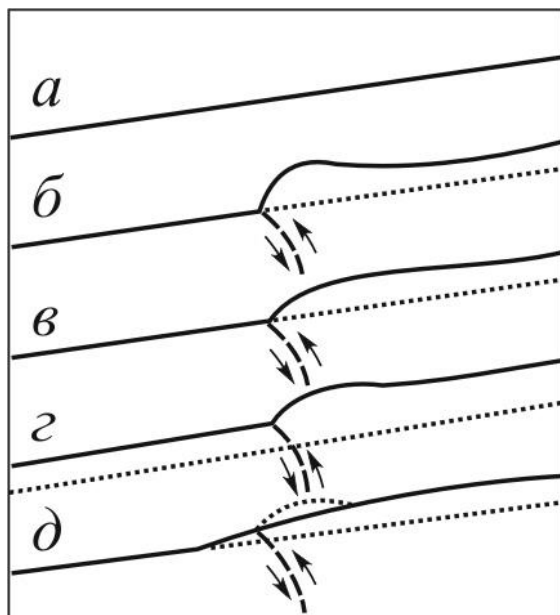


Рис. 17. Принципиальная схема возможных преобразований продольного профиля долины в результате взбросо-надвигового перемещения [Трифонов, 1983]

а – продольный профиль долины до перемещения; *б* – то же сразу после перемещения (пунктир – прежнее положение русла); *в* – формирование нового русла в поднятом крыле разлома, где прежнее днище долины становится террасой; *г* – формирование нового русла в обоих крыльях разлома, причём терраса, отвечающая прежнему днищу долины, оказывается в поднятом крыле выше, чем в относительно опущенном; *д* – размыв принадлежавшей части прежнего днища долины в поднятом крыле разлома и переотложение продуктов размыва (точки) в принадлежавшей части опущенного крыла; в этом случае смещение выражается повышенной крутизной продольного профиля русла в зоне его пересечения с разломом (пунктир – прежнее положение русла)

В других случаях после подвижки происходил врез в обоих крыльях, но возникшая терраса в поднятом крыле оказывалась выше, чем в опущенном (рис. 17г). В более общем случае террасы не

возникало. Приразломный уступ разрушался, и его материал перетлагался ниже по течению. Имевшая место деформация сохраняется в повышенной крутизне участка продольного профиля в зоне пересечения долины с активным разломом (см. рис. 16а,б и 17д). Непосредственно возле надвига или взброса нередко происходило дополнительное воздымание поднятого крыла, превышающее его воздымание в части, удаленной от разлома. Такой принадвиговый вал мог на время подпруживать долину и вызывать последствия, аналогичные образованию уступа во встречном направлении. Таким образом, для выявления и оценки амплитуды вертикального смещения по новейшему разлому информативными являются наблюдения в пересекаемых разломом долинах: изменения их ширины и крутизны, продольного профиля, количества и высоты террас, разреза террас (состава чехла и его соотношений с цоколем). Такую же информацию могут дать изменения высоты и строения береговых террас озер и морей. В тех случаях, когда новейший разлом следует вдоль речной долины, амплитуду вертикального смещения можно определить сопоставлением высоты одних и тех же террас на разных бортах долины (рис. 18). По возрасту смещённых террас можно судить о длительности движений и определять их скорости за разные отрезки времени.

Сдвиговые смещения по новейшим и активным разломам определяются по систематическим однонаправленным горизонтальным изгибам русел, террас, водоразделов и других элементов рельефа независимо от общего уклона местности. Долины разного времени заложения могут быть смещены на различные расстояния, что отражает многократность подвижек и позволяет оценить амплитуды смещений за разные отрезки времени (рис. 19). Нередко такие наблюдения могут быть выполнены с помощью аэрокосмических снимков, но во всех случаях они нуждаются в наземном подтверждении для уточнения амплитуд смещения и возраста смещённых форм. Смещенные верховья могут перехватываться соседними водотоками, а обезглавленные низовья отмирать или становиться элементом новой долины (рис. 20). Для отождествления смещенных участков древних долин исследуются их индивидуальные особенности: ширина, поперечный профиль, распределение характерных фаций.

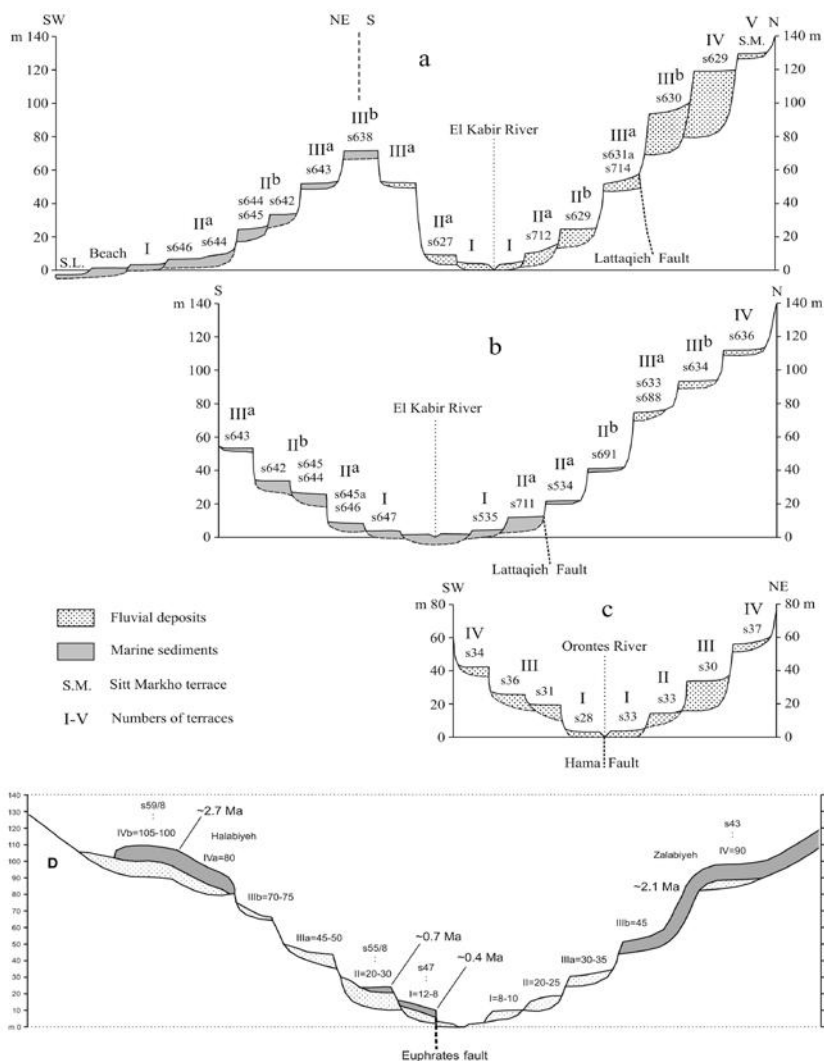


Рис. 18. Выражение в рельефе вертикального смещения по разломам, простирающимся вдоль речных долин Сирии: а, б – латакийский разлом в долине Нахр Эль-Кабир; с – разлом Хама в долине р. Оронт; д – Евфратский разлом в долине р. Евфрат

1 – речные отложения; 2 – морские отложения на рис. а, б, с; на рис. д тёмносерым цветом выделены покровы базальтов; S.M. – терраса Сан Марко; I-IV – номера террас

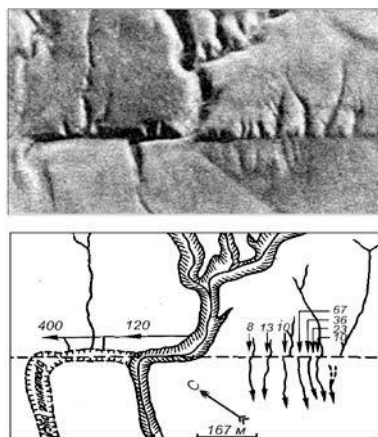


Рис. 19. Активный правый сдвиг Сан-Андреас на краю равнины Карризо в Калифорнии: аэрофотоснимок и его интерпретация [Wallace, 1968]. Долины разного времени заложения смещены вдоль разлома на разные расстояния, которые указаны цифрами (м)

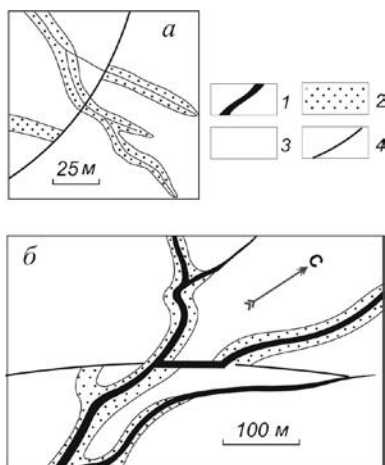


Рис. 20. Перестройка овражной сети в связи с активными сдвиговыми перемещениями, Таджикистан: *а* – Дарвазский разлом между перевалом Возгина и с. Сагирдашт; *б* – Яванский разлом севернее с. Яван [Трифонов, 1983]

1 – современная дренажная сеть; 2 – прежняя дренажная сеть; 3 – более древние формы рельефа; 4 – активный разлом.

Особенности развития долин в условиях длительных сдвиговых перемещений рассмотрел Р.Е. Уоллес [Wallace, 1968] на примере горной долины с заметным и более или менее выдержанным продольным уклоном и хорошо разработанным руслом (рис. 21).

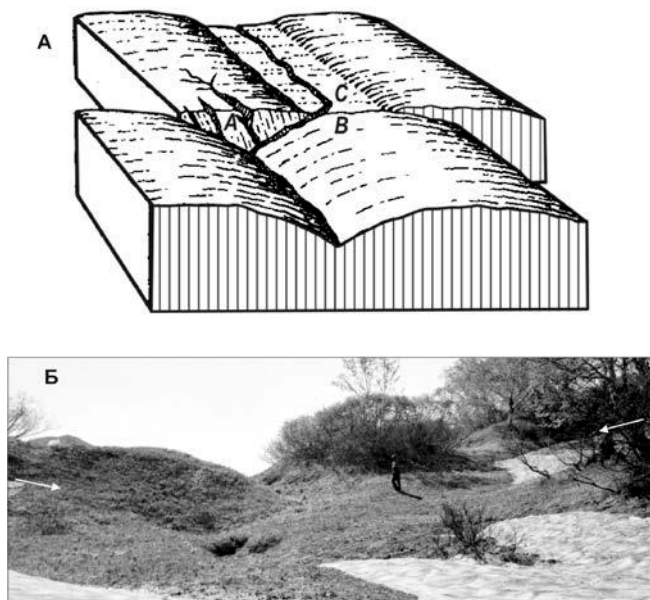


Рис. 21. Схема правосдвигового смещения долины [Wallace, 1968] и пример такого смещения с небольшой вертикальной компонентой, подножья хр. Кумроч на Камчатке, вид с востока. Величину смещения можно оценить его сравнением с размерами наблюдателя (фото А.И. Кожурина)

Сдвиговое смещение временно преградило поток в точке В, вызвав усиленное накопление аллювия выше разлома, а вблизи точки А возник уступ. Со временем запруда в В оказалась прованной и произошел врез в аллювий С. В процессе долгого перемещения участок русла А–В удлинялся и соответственно уменьшался его продольный уклон. Такие выположенные участки долин типичны для зон сдвигов. В них уменьшается эрозия и усиливается накопление аллювия. По прошествии времени низовья следующей долины оказываются вблизи верховий первого водотока и перехватывают его. Перехвату способствует то обстоятельство, что в про-

цессе движения расстояние С–D уменьшается и градиент высот на этом участке в противоположность участку А–В возрастает. Новообразованная долина перехвата, в свою очередь, испытывает правое смещение и претерпевает ту же эволюцию, что и первый водоток.

Длительное движение, при котором разобщенные участки первичных долин становятся элементами новых долин и вновь смещаются, сглаживают их индивидуальные особенности. По этой причине, а также из-за непрерывной эрозии редко удастся достоверно определять геоморфологическим путем смещения более 1 км. Они выявляются лишь в сравнительно редких крупных долинах, которые трудно спутать с соседними более мелкими. Так, долина Евфрата смещена по Северо-Анатолийской зоне разломов вправо на 35 км, а по Восточно-Анатолийской зоне влево на 12 км.

При пологом уклоне долины и в тех случаях, когда разлом проходит по подошве склона, потоку нередко легче пропилить новое русло напротив верховий, чем следовать вдоль разлома за своим смещенным участком. Тогда прежний выход потока на равнину оказывается в стороне, образуя специфическую выемку – «карман» (рис. 22а).

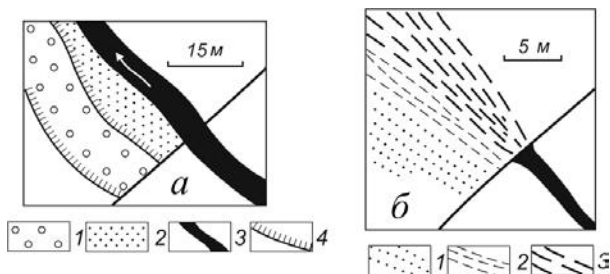


Рис. 22. Проявления сдвиговых перемещений в строении пересекаемых долин

а – образование «кармана» ниже пересечения долины сдвигом, Дарвазский разлом в 18 км юго-западнее с. Сагирдашт. 1–3 – отложения: 1 – раннеголоценовые, 2 – среднеголоценовые, 3 – современные; 4 – уступы на границах разновозрастных отложений;

б – асимметрия конусов выноса как результат сдвига, тот же разлом в 14 км юго-западнее с. Сагирдашт. 1–3 – генерации конуса выноса: 1 – древняя, 2 – более молодая, 3 – современная

К такой форме близки долины с асимметричными конусами выноса, последовательно омолаживающимися в одну сторону (рис. 22б). Они возникают, когда выносимый материал разгружается непосредственно ниже пересекающего сдвига, подвижки по которому происходят одновременно с формированием конуса.

Небольшая вертикальная компонента, особенно поднятие нижней части нарушаемой долины, может существенно исказить картину сдвиговых смещений, вызвав повороты потока вдоль разлома как влево, так и вправо (в зависимости от особенностей рельефа). Такие ложные смещения чаще происходят в направлении общего уклона местности и имеют разную амплитуду независимо от возраста смещенных долин. Нередко по этим признакам их удастся отделить, но гарантировать полное исключение невозможно. Ошибки, связанные с ложными смещениями, уменьшаются при массовых замерах смещенных водотоков.

Для определения типа и амплитуд перемещений по активным разломам могут быть использованы деформации и смещения современных и древних искусственных сооружений – зданий, оград, ирригационных каналов и трасс коммуникаций (рис. 23).

2.3.3. Определение режимов развития активных разломов

Крупные активные разломы могут развиваться по-разному: в режиме крипа, т.е. непрерывного перемещения, сопровождающегося частыми слабыми землетрясениями и более редкими землетрясениями средней силы; в режиме очень редких значительных (до нескольких метров) подвижек при сильных землетрясениях, разделённых долгими (сотни, а иногда и первые тысячи лет) эпохами тектонического и сейсмического покоя; и в промежуточном режиме, при котором подвижки при сильных землетрясениях сочетаются с эпохами ослабления сейсмичности и крипа. Большинство крупных активных разломов принадлежит к последнему типу, причём подвижки при сильных землетрясениях вносят основной вклад в общее смещение по разлому.

Нередко усиление сейсмичности и сильные землетрясения происходят в зоне разлома периодически, и для характеристики параметров этой периодичности С.А. Федотов ввёл понятие сейсмического цикла.

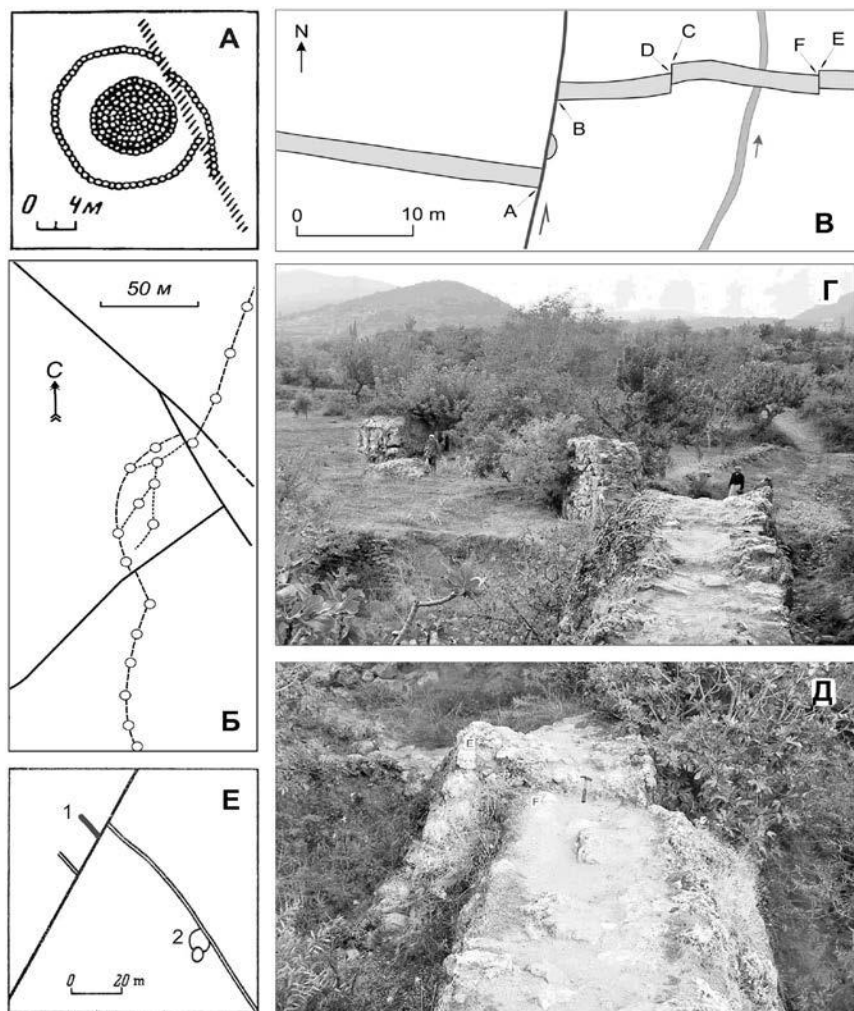


Рис. 23. Смещения археологических объектов активными сдвигами: А – смещение домонгольского могильника по разлому Кобдо, Монголия; Б – смещение ирригационной системы (линии кыризов) по Главному Копетдагскому разлому и сопряжённому сдвигу, Южная Туркмения; В, Г, Д – смещения акведука I в. до н.э. – I в. н.э. по Левантской зоне разломов возле с. Аль-Хариф, 5 км севернее г. Миссиаф, Западная Сирия: В – план смещенного акведука, по [Meghraoui et al., 2003] с уточнениями; Г – вид на смещенный акведук с востока (смещения А–В и С–Д, фото А.Е. Додонова); Д – восточная ветвь разлома (смещение Е–F, фото В.Г. Трифонова)

Поскольку активные разломы, как правило, соответствуют главным зонам возникновения очагов землетрясений (ВОЗ) региона – сейсмолинеаментам [Уломов, Шумилина, 1999], уже предварительный анализ рисунка и параметров разломов позволяет оконтурить такие зоны и выполнить их ранжирование. Сейсмологические данные имеют важнейшее значение для определения численных характеристик зон ВОЗ, среди которых главными являются максимальная ожидаемая магнитуда землетрясений $M_{\max}^{\text{exp}}$ (магнитуда – безразмерная величина, отражающая энергию землетрясения) и период повторяемости таких землетрясений. Однако период инструментальных сейсмологических наблюдений в среднем составляет 100 лет, а в некоторых регионах лишь несколько десятилетий, и этого мало, чтобы выявить сильнейшие землетрясения, возможные в активной зоне, и оценить их повторяемость.

На помощь приходят документальные свидетельства исторических землетрясений, данные археосейсмичности [Archaeoseismology, 1996] и палеосейсмичности [Paleoseismology, 2009]. Проявления последней обнаруживаются в зонах активных разломов геологическими методами. Таким образом, оценка сейсмического потенциала активных разломов, т.е. обнаружение в их зонах следов сильных землетрясений, определение их силы и периодов повторяемости, является важной народно-хозяйственной задачей обеспечения безопасности населения и продуктов его хозяйственной деятельности.

Подходы к определению максимальной магнитуды ($M_{\max}$) землетрясения, которое могла бы вызвать подвижка по разлому, были найдены при изучении корреляционных связей между параметрами современных сейсморазрывов (линий выхода на поверхность части плоскости разлома, по которой произошла подвижка) и характеристиками землетрясения, вызванного подвижкой. Уравнения связи, в общем, имеют вид $M = a + b \cdot \lg L$ и $M = c + d \cdot \lg D$, где L – длина сейсморазрыва (километры), D – величина общего смещения (метры). Коэффициенты a , b , c и d существенно варьируют в разных регионах и для Земли в целом по данным разных авторов. В качестве стандартных чаще всего используются зависимости, представленные в работе [Wells, Coppersmith, 1994] на основе мировой базы данных, где связаны моментная магнитуда землетрясения, длина сейсморазрыва и величины одноразовых смещений (макси-

мальные, средние, с учетом типа подвижки и без). Рассмотрим, как эти характеристики определяются геологическими методами.

Для оценки сейсмического потенциала активных разломов широко используется тренчинг – исследование следов палеоземлетрясений в траншеях и зачистках, выработанных в зонах разломов. Один из первых удачных примеров подобных исследований представил К. Си [Sieh, 1978], вскрывший зону разлома Сан-Андреас в долине ручья Паллет (рис. 24).

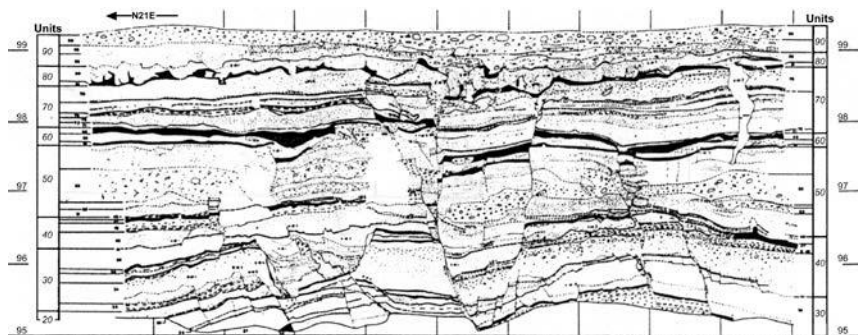


Рис. 24. Разрез канавы через зону разлома Сан-Андреас, долина Паллет в Калифорнии [Sieh, 1978]

Уникальность объекта состоит в том, что долина была подпружена оползнем около 1400 лет назад, и выше оползня, в зоне разлома, шло непрерывное накопление тонкослоистых озерных отложений. Чуть более 100 лет назад запруда была прорвана, и накопившаяся серия осадков стала овражной террасой. К. Си разделил молодые тектонические нарушения зоны разлома по тому, какие слои разреза они смещают и какими оказываются перекрыты. Имея в виду непрерывность осадконакопления, К. Си справедливо посчитал эти смещения результатами сильных палеоземлетрясений и, определив возраст слоев, смещенных и перекрывающих то или иное нарушение, установил возраст землетрясения. С VI по XIX вв. были выявлены следы 9 палеоземлетрясений, интервалы между которыми варьировали от 50 до 300 лет, составляя около 160 лет в среднем. Итак, в этом случае выявлены палеоземлетрясения и определена их повторяемость. Но поскольку неизвестны удаленность канавы от эпицентров палеоземлетрясений и истинные вели-

чины сейсмогенных подвижек (у разлома Сан-Андреас доминирует правосдвиговая компонента перемещений), значения **D** не могли быть определены. Оценки магнитуд сделаны из более общих соображений.

На рис. 25 представлен разрез канавы через Мишанскую зону разломов в Загросе, Иран. Видны три главных тектонических нарушения, в которых различаются следы четырех сейсмических событий.

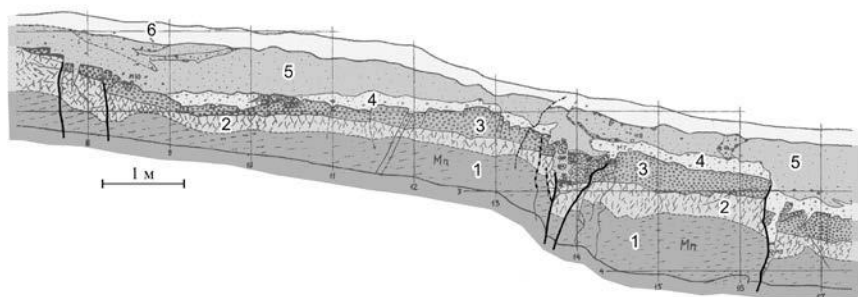


Рис. 25. Разрез канавы через зону разлома Мишанского землетрясения 1972 г., Центральный Загрос, Иран

Подвижка по южному нарушению сместила более чем на 20 см слои 1–3, но перекрыта слоями 4–6. Подвижка по северному нарушению сместила на 40 см слои 1–4, но перекрыта слоем 5, причем клиновидное зияние вдоль разлома заполнено его материалом. В центральном нарушении смещены все слои, кроме ежегодно перепахиваемой современной почвы 6. Слой 4 смещен на 20 см. Вместе с тем, граница слоев 2 и 3 смещена на 40–50 см, т.е. испытала, кроме последнего, еще одно смещение до 30 см, и оно возникло до накопления слоя 4. Итак, в зоне разлома присутствуют следы четырех сильных сейсмических событий или трёх, если южная подвижка и первая подвижка по центральному разлому возникли при одном землетрясении. Последнее из них соответствует Мишанскому землетрясению 1972 г. с магнитудой 5,6. Более ранние, судя по термолуминисцентным определениям возраста слоев, имели место в течение последних 15–20 тыс. лет, т.е. повторялись через 4–5 тыс. лет. Описанная зона тектонических нарушений со-

ответствует их эпицентральной области. Поэтому зарегистрированные смещения позволяют оценить $M_{\max}$ величиной около 6.

Более сложный случай представлен на рис. 26. Это канава поперек более крупной Казерунской зоны разломов в Загросе.

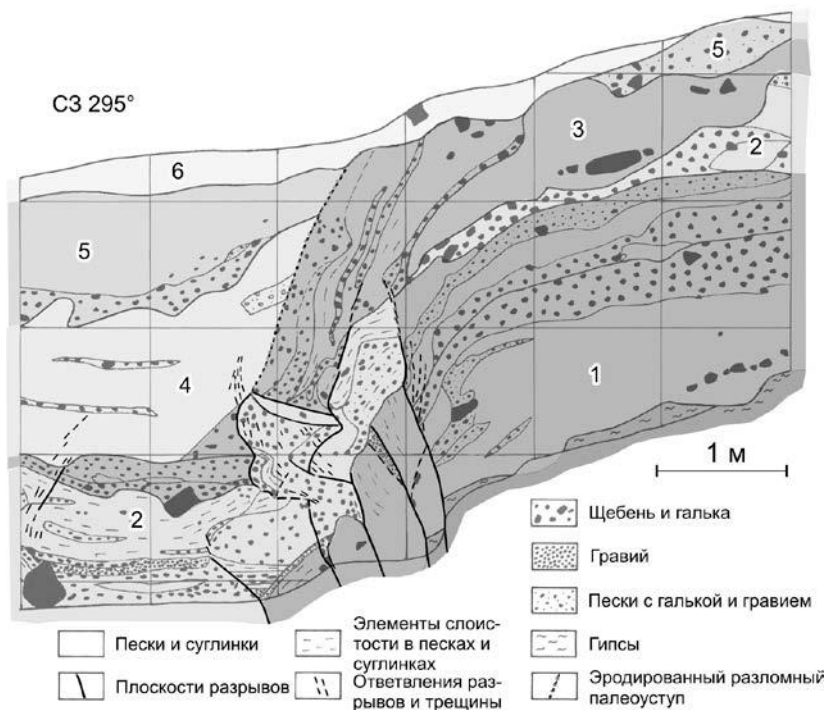


Рис. 26. Разрез канавы через зону Казерунского разлома, Центральный Загрос; составили А.И. Кожурин и В.Г. Трифонов. Цифры – выделенные стратиграфические единицы, упоминаемые в тексте (6 – современная почва)

Сложность интерпретации разреза состоит в присутствии значительной сдвиговой компоненты перемещений, из-за которой разрезы крыльев разлома, вскрытые канавой, не вполне соответствуют друг другу. К тому же после каждой подвижки отложения поднятого крыла частично эродировались и их мощность уменьшалась. Выделены шесть комплексов четвертичных отложений, нижний из которых залегает в поднятом крыле разлома на миоценовых глинах, а верхний представляет собой перепахиваемую почву. В

разрезах установлены пять или шесть сейсмогенных подвижек. Первая из них представлена разрывом, смещающим комплекс 1 и перекрытым комплексом 2. Второй подвижке отвечает крайний восточный разрыв, смещающий низы комплекса 2 и перекрытый его верхней частью. Третья подвижка отмечена по крайнему западному разрыву, смещающему на 0,5 м комплексы 1 и 2, но перекрытому комплексом 3. Дальнейшие смещения и деформации связаны с центральным разрывом. Подвижка по нему привела к деформации комплекса 2 и почти вертикальному залеганию комплекса 3 непосредственно возле разрыва. Высота тектонического уступа, новообразованного, судя по прислонению к нему комплекса 4, – не менее 1,5 м. Возможно, эти деформации и смещения отражают 2 сейсмических импульса, первый из которых имел место непосредственно перед отложением комплекса 3 и вызвал смещение комплекса 2 не менее, чем на 0,6 м, и его смятие, а второй (перед накоплением комплекса 4) вызвал значительное (до 1,5 м) вертикальное смещение и привел комплекс 3 в крутое положение, почти параллельное поверхности разрыва. Последняя различимая подвижка произошла после накопления комплекса 5. Она привела к увеличению высоты уступа еще на 1 м, что фиксируется смещением этого комплекса.

Итак, каждая из сейсмогенных подвижек сопровождалась вертикальным смещением на 0,5–1 м, а при предпоследней подвижке – до 1,5 м. Но эти смещения не отражают истинных величин сейсмогенных подвижек, поскольку по Казерунскому разлому в позднечетвертичное время происходили преимущественно правосдвиговые перемещения, и отношение их сдвиговой и вертикальной компонент в среднем близко к 5/1. Если принять это отношение и для сейсмогенных подвижек, истинные смещения при землетрясениях составляли 2–3 м, а при предпоследнем событии более 5 м, что позволяет оценить магнитуду сильнейшего из выявленных землетрясений величиной, близкой к 7.3.

Практически мгновенное формирование разломного уступа при землетрясении может сопровождаться его обрушением с формированием обвальной массы, называемой коллювиальным клином, а затем, в течение какого-то времени, накоплением отложений увеличенной мощности в опущенном крыле и уменьшенной (до отсутствия) в поднятом. Коллювиальные клинья – прислоненные к разломному уступу и выклинивающиеся с удалением от него линзы

несортированного обломочного материала, соответствующего по составу коренным породам и покровным отложениям, залегающим прежде на склоне выше разломного уступа. Таким образом, клин, в отличие от отложений, смещённых сейсмогенным разрывом и перекрывающих его, соответствует моменту землетрясения.

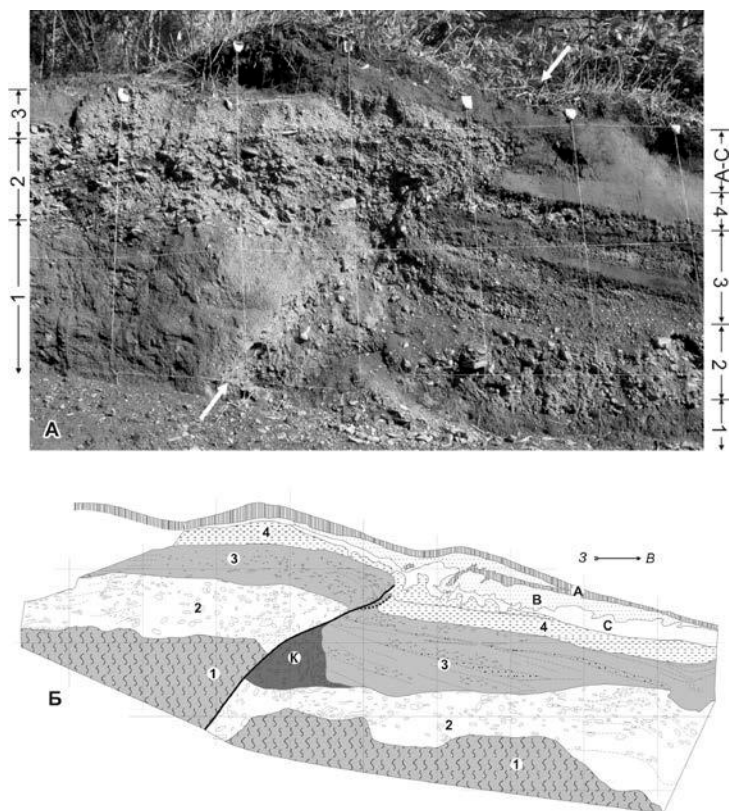


Рис. 27. Фотография и разрез траншеи, вскрывшей аллювиальные галечники и почвенные отложения, нарушенные одним из разрывов зоны Апрельского разлома, Южный Сахалин (по данным А.М. Стрельцова и А.И. Кожурина)

1 – плиоценовые глины; 2 – грубые галечники; 3 – мелкие галечники, с прослоями песков в опущенном крыле; 4 – пойменные суглинки. Буквы: К – коллювиальный клин, А, В, С – три горизонта почвенного профиля. Тонкие пунктирные линии показывают залегание слоев. Линии разметки проведены через 1 м

На рис. 27 представлена зачистка склона между деформированной речной террасой и недеформированной нижней поймой в зоне Апреловского активного разлома на западном ограничении Сусунайской депрессии на Южном Сахалине.

Согласно данным А.И. Кожурина, здесь установлены две сейсмогенные подвижки по разлому. Первая видна по смещению поверхности, срезающей деформированные песчано-глинистые отложения слоя 1 и перекрывающие их грубые аллювиальные галечники слоя 2. Такая интерпретация основана на том факте, что слой 2 сохраняет свою мощность при переходе через плоскость разрыва, а слой 3 имеет в опущенном крыле увеличенную мощность. При этом слой 3 прислонен своей нижней частью к колювиальному клину К – скоплению грубой гальки, появившемуся, очевидно, при обрушении части слоя 2 сразу после подвижки. Признаком более молодой подвижки является небольшое (примерно 30 см) смещение поверхности мелкого галечника слоя 3. Однако считать, что эта подвижка произошла до накопления суглинков слоя 4, нельзя. Нет никаких следов обрушения мелкой гальки в сторону опущенного крыла, а сохранение наблюдаемого нависающего «козырька» слоя 3 говорит о том, что до подвижки уже накопилась какая-то часть слоя 4. Кроме того, заметно увеличение суммарной мощности слоев 4 и А-С в опущенном крыле, следы их разрушения и захоронения фрагментов горизонта А. Таким образом, подвижка произошла после формирования современного почвенного профиля. Вертикальное смещение при каждой из подвижек составило 0.5–0.6 м.

На рис. 28 показан разрез описанной А.В. Авагяном канавы поперек небольшого продольного разрыва, осложняющего Фиолетовскую вдавленную впадину в зоне Памбак-Севанского активного правого сдвига Армении. Непосредственно возле разрыва в его поднятом крыле залегают трещиноватые и измененные породы эоцена, кое-где перекрытые молодым делювием и современной почвой. В основании разреза опущенного крыла на брекчированной и неровной поверхности эоценовых пород залегает обогащенный органикой культурный слой 1 с радиоуглеродной датой, относящейся к первой половине IV тысячелетия до н.э., но содержащий керамику XXVI – XXIII вв. до н.э. Расхождение между археологической и радиоуглеродной датами объясняется тем, что в процессе использования этого места до землетрясения (а здесь, вероятно, находи-

лось некое прислоненное к разломному уступу помещение) верхний слой почвы был уничтожен, и обломки керамики оказались вдавленными в более древнюю часть почвы.

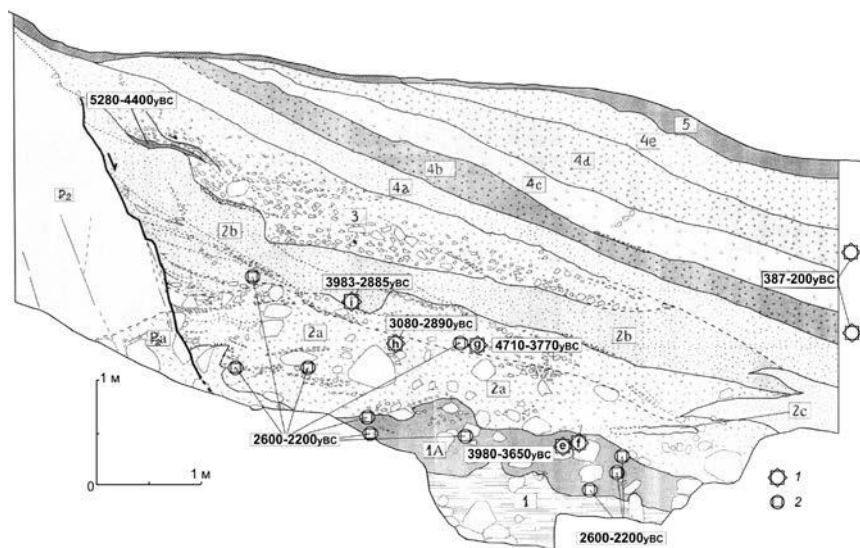


Рис. 28. Разрез канавы через разрыв в Фиолетовской впадине, зона Памбак-Севанского разлома, Армения, по данным А.В. Авагяна

1 – место отбора радиоуглеродной пробы (с указанием даты в годах до нашей эры); 2 – место находки керамики (с указанием даты в годах до нашей эры)

Выше культурного слоя к разломному уступу прислонены два коллювиальных клина (2 и 3), переходящих вверх в более тонкообломочный делювий. Оба клина срезаются вышележащими обломочными слоями 4, возможно, содержащими еще один коллювиальный клин. Радиоуглеродные даты из нижнего клина 2 различны по возрасту: одна из них оказалась древнее слоя 1, а другая относится к 3080–2890 гг. до н.э. Дата из клина 3 дала возраст 5280–4400 гг. до н.э. – более древний, чем слой 1. Вместе с тем, оба клина содержат переотложенную керамику XXVI – XXIII вв. до н.э. Разброс радиоуглеродных дат и их расхождение с результатами археологического датирования объясняется тем, что радиоуглеродные даты получены из фрагментов почвы, снесенной с вышележа-

щего склона, и они могут быть древнее поверхностного слоя почвы, наиболее близкого по возрасту к моменту сноса, т.е. сейсмическому событию. Более древняя дата из верхнего клина 3 по сравнению с клином 2 находит объяснение в том, что она получена из фрагмента еще более древней части почвенного слоя, обнажившейся после сноса ее верхних горизонтов при первом землетрясении. Таким образом, даты, получаемые в коллювиальных клиньях, дают лишь нижний предел, но не истинное значение возраста соответствующих сейсмических событий.

Магнитуды землетрясений, представленных этими клиньями, оценены по соотношению M/D соответственно как 7.3 и 7.2. Залегание клина 3 непосредственно на клине 2 и отсутствие между ними новообразованного почвенного слоя свидетельствуют о том, что землетрясения не были разделены большим отрезком времени. Возраст первого из них близок к возрасту культурного слоя XXVI – XXIII вв. до н.э., поскольку после землетрясения жизнь на поселении прервалась на 500 лет. Она возобновилась в эпоху поздней бронзы и продолжалась в античное время, что доказывается радиоуглеродным (387–200 гг. до н.э.) и археологическим (III в. до н.э.) определениями возраста слоев 4. Предполагаемый коллювиальный клин в верхней части античных слоев указывает на возможность еще одного землетрясения, с чем согласуется наступивший после этого культурный перерыв до эпохи зрелого средневековья.

Помимо тренчинга существуют другие методы регистрации палеоземлетрясений. Так, Р.Е. Уоллес на примерах западной части Большого Бассейна США показал, что ломаный профиль сбросового уступа может указывать на сейсмическую дискретность вертикального смещения, при которой крутизна соответствующей части склона зависит от длительности его эрозии, т.е. возраста подвижки. Выполаживание уступа происходит как за счет эрозии его верхней части, так и аккумуляции продуктов разрушения внизу. Самые свежие уступы, не древнее первых тысяч лет, характеризуются в рыхлых отложениях наклоном около 35° и резким изломом в верхней части. Уступы, возникшие около 12 тыс. лет назад, имеют наклон $20\text{--}25^\circ$, а значительно более древние уступы выполаживаются до $8\text{--}9^\circ$; при этом постепенно сглаживается верхний излом уступа. Такой подход, с учётом литологии склона и климатических условий, может быть применён к другим регионам для разделения сейсмогенных уступов не только сбросовых, но и возникающих в

зонах надвигов и взбросов. Тот же смысл имеют горизонтальные полосы разной степени эродированности на зеркале скольжения разлома. По количеству и размерам покрывающих полосы лишайников можно лихенометрическим методом оценить длительность экспонирования соответствующей полосы, т.е. возраст подвижки.

Сейсмическая импульсность сдвиговых перемещений по активному разлому может быть выявлена по дискретности амплитуд горизонтальных смещений форм рельефа в рассматриваемом сегменте разлома [Wallace, 1968; Трифонов, 1985]. Метод основан на том, что в зоне разлома непрерывно формируются все новые пересекающие его мелкие водотоки. Со временем большинство их исчезает (сменяется новыми подобными формами), а часть закрепляется в виде устойчивых элементов дренажной сети. Иначе говоря, количество водотоков убывает по мере удревления времени их заложения. Если по разлому происходили непрерывные сдвиговые перемещения, на гистограмме соотношения *амплитуда смещения / количество смещенных водотоков* будут представлены все амплитуды на фоне убывания больших амплитуд, накопившихся за длительное время. Если движения по разлому происходили в виде сильных сейсмических импульсов, разделенных эпохами относительного тектонического покоя, на гистограмме будут представлены лишь некоторые амплитуды, соответствующие подвижкам при одном, двух, трех и более землетрясениях, а промежуточные значения амплитуд будут отсутствовать или их количество окажется редуцированным.

Именно такой случай показан на рис. 29, относящемся к Хангайскому разлому в Северной Монголии. Максимум смещений 5–6 м характеризует подвижку при Хангайском (Болнайском) землетрясении 23 июля 1905 г. магнитудой $M_s \geq 8$. Интересно, что максимумы большей амплитуды, представляющие результат сложения подвижек нескольких землетрясений, имеют значения 11 ± 1 ; 16.5 ± 1.5 ; 22 ± 0.5 ; 28.5 ± 1.5 ; 33 ± 1 ; 40 ± 1 ; 45 ± 1 м, т.е. приблизительно кратны смещению при Болнайском землетрясении. Поэтому можно полагать, что эти палеоземлетрясения имели близкие магнитуды.

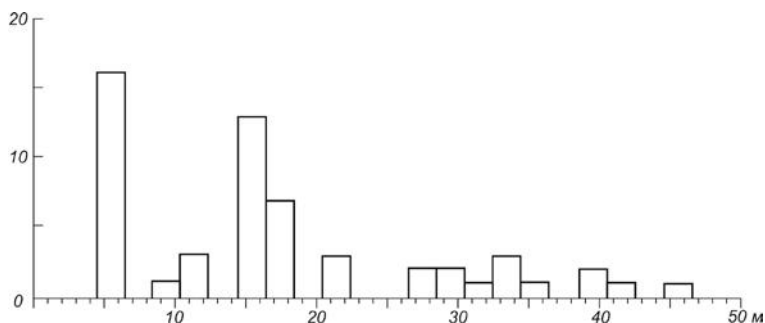


Рис. 29. Гистограмма распределения амплитуд позднеголоценовых левосдвиговых смещений мелких форм рельефа на 15-километровом отрезке Хангайского разлома вдоль северного склона хр. Даган-Дэл, Северная Монголия (по оси абсцисс – амплитуды смещений в м, по оси ординат – количество смещенных форм) [Трифонов, 1985]

Метод не дает возможности оценить возраст и средний период повторяемости сильных землетрясений. Для Хангайского разлома эта задача была решена изучением шурфов, вырытых в мелких впадинах *pull-apart* или ограниченных сбросами запрудных котловин, возникших на участках искривления сдвига или кулисного подставления его ветвей (рис. 30). Появление в разрезах озерно-болотных фаций, отражающих моменты углубления впадин в результате сейсмогенной подвижки, и радиоуглеродное датирование этих фаций позволило определить возраст 8 сильных землетрясений в течение последних 4.5 тыс. лет. Их средняя повторяемость – около 600 лет, а средняя голоценовая скорость сдвига, рассчитанная суммированием таких подвижек, близка к 9 мм/год.

Косвенными свидетельствами сильных палеоземлетрясений являются сейсмиты – внутрислойные деформации в осадочных толщах (рис. 31), а также крупные приразломные оползни (особенно с большими величинами их горизонтального перемещения относительно вертикального спуска), сейсмогенные изменения береговых линий и местами следы вулканических извержений, следовавших за землетрясениями.

Применение археосейсмологических методов в России особенно актуально для южных регионов страны и сопредельных территорий Закавказья, Средней Азии, Китая и Монголии. С привлечением археологических данных решаются три группы задач: 1)

определение и уточнение параметров и сейсмического потенциала активных разломов; 2) датирование подвижек по разломам и связанным с ними структурам; 3) параметризация доинструментальных землетрясений по характерным разрушениям.

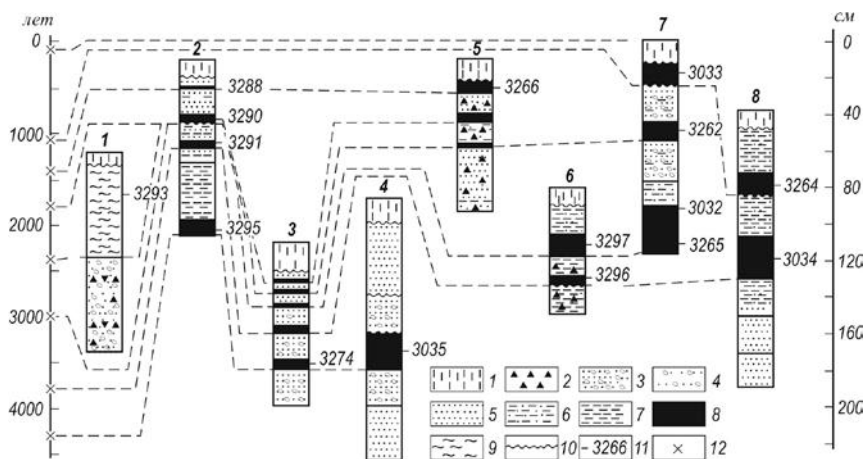


Рис. 30. Сопоставление разрезов шурфов и канав в склонах мелких подпрудных озер и в замкнутых котловинах зоны Хангайского разлома, Северная Монголия [Трифонов, 1985]

1 – почвенный слой; 2 – щебень; 3 – гравий; 4 – грубозернистый песок; 5 – средне- и мелкозернистый песок; 6 – супесь; 7 – суглинок и глина; 8 – суглинок или глина, реже супесь, обогащенная органическим веществом; 9 – торфяник; 10 – поверхность размыва; 11 – номер радиоуглеродного определения, выполненного в Геологическом институте РАН Л.Д. Сулержицким (ГИН-3032=2690 ±110 лет; ГИН-3033=1090 ±50 лет; ГИН-3034=3720 ±160 лет; ГИН-3035=4280 ±250 лет; ГИН-3262=2370 ±80 лет; ГИН-3264=920 ±60 лет; ГИН-3265=2990 ±90 лет; ГИН-3266=1300 ±250 лет; ГИН-3274=4210 ±80 лет; ГИН-3288=1400 ±100 лет; ГИН-3290=1780 ±200 лет; ГИН-3291=3870 ±180 лет; ГИН-3293=2360 ±100 лет; ГИН-3295=4340 ±20 лет; ГИН-296=3280 ±180 лет; ГИН-3297=2950 ±150 лет); 12 – предположительный возраст сильного землетрясения (на условной шкале времени без калибровки дат). Местоположение разрезов (с запада на восток): 1 – верховья р. Дунд-Гол; 2 – северо-западнее с. Ундэр-Хангай; 3 – западное окончание хр. Даган-Дэл; 4 – правый берег р. Джарантайн-Гол; 5 – в 20 км западнее оз. Уртын-Нур; 6 – в 12 км западнее того же озера; 7 – южный берег того же озера; 8 – западный берег того же озера.



Рис. 31. Сейсмиты в слое диатомита нижнеплейстоценовых отложений Ширакской впадины Северо-Западной Армении

Проиллюстрируем *решения задач первой группы* конкретными примерами. На рис. 23,А представлено правосдвиговое смещение на 4 м древнего могильника в Монгольском Алтае. Могильник находится на свежем сейсмогенном разрыве, который на протяжении ~160 км совпадает с Кобдинским активным разломом северо-западного простирания, а на юге (~20 км) отклоняется от него к югу. На 160-километровом главном отрезке молодые водотоки сдвинуты вправо на 4–5 м, смещения меньшей амплитуды отсутствуют. На юге амплитуда сдвига уменьшается. Таким образом, смещение могильника и соседних водотоков явилось результатом одноактной подвижки при землетрясении, магнитуда которого может быть оценена по соотношениям M/L и M/D как 7.7–8.0. Единичные радиоуглеродные датировки позволили предположительно оценить период повторяемости таких землетрясений в зоне разлома в ~700–750 лет, что дало среднюю скорость сдвига 5–6 мм/год, близкую к скорости сдвига за средний и поздний неоплейстоцен (4–5 мм/год). Могильник является домонгольским. Поскольку ка-

тастрофические землетрясения в регионе не зафиксированы ни в эпоху Чингизидов (XII – XIV вв.), ни в эпоху китайской администрации или позднее (с конца XVII в.), наиболее вероятным представляется отнесение сейсмического события к XV – XVI вв., что согласуется с результатами радиоуглеродного датирования.

Другие примеры демонстрируют кумулятивный эффект нескольких землетрясений. Таково левое смещение римского акведука по главной ветви сегмента Эль-Габ трансформного разлома Мёртвого моря вблизи с. Аль-Хариф, в 5 км севернее г. Миссиаф на западе Сирии. В работе [Megraoui et al., 2003] акведук датирован I в. н.э., амплитуда сдвига определена в 13.6 м и по результатам тренчинга интерпретируется как кумулятивный эффект не менее трёх подвижек, последняя из которых, возможно, вызвала землетрясение 1170 г. с $M_s=7.7$. Позднее были уточнены возраст акведука (не древнее 63 г. до н.э.) и амплитуда сдвига [Трифонов, Карahanян, 2008]. Она складывается из смещений по главной ветви разлома А–В на ~10 м и по оперяющим нарушениям: С–D на 1–1.5 м и Е–F на 0.75 м (см. рис. 23, В–Д). Общее смещение на ~12 м за ~2000 лет дают среднюю скорость сдвига ~6 мм/год. Если добавить искривление акведука, посчитав его приразломным изгибом [Megraoui et al., 2003], средняя скорость возрастёт до 6.8 мм/год.

На рис. 23,Б представлено смещение подземной оросительной галереи по Главному Копетдагскому правому взбросо-сдвигу возле с. Пароу в Южной Туркмении. Галерея выражена на поверхности колодцами, которые здесь называют кяризами. Линия кяризов смещена по разлому на ~10 м. Остатки заброшенных колодцев вблизи разлома указывают, что система восстанавливалась дважды после её разрушения. Оно не было результатом медленных движений (крипа), поскольку при них система не могла бы функционировать сколько-нибудь длительно. Очевидно, смещения были импульсными, т.е. сейсмогенными. После последнего смещения система не восстанавливалась и была заменена новой, сохранившейся поныне. Первое известное описание кяризов относится к IV в. до н.э., т.е. они появились ~2500 лет назад. Если описываемая система относится к древнейшим и трижды разрушалась землетрясениями, период их повторяемости ~800 лет, а каждое смещение составляло ~3–3.5 м, что соответствует землетрясениям магнитудой ~7.3, сходной с магнитудой Ашхабадского землетрясения 1947 г.

Как кумулятивный эффект нескольких сейсмогенных подвижек интерпретируются и левые смещения древней стены, признанной руинами акведука, по Дарвазскому разлому северо-восточного простирания в Западном Памире (см. рис. 23, Е). Стена смещена на 20–21 м, как минимум, в два приёма: сначала на ~15 м, после чего восстановленное продолжение стены было смещено на 5–6 м. Анализ смещений акведука, связанного с эксплуатацией золотоносных россыпей, на фоне исторического развития региона позволяет предположительно соотнести смещения на ~15 м с сейсмическими событиями III – X вв. н.э., а на 5–6 м – с событием конца XVII в.

Вызывают интерес следы сейсмогенных нарушений, запечатлённые в конструкциях монастыря Св. Симеона Столпника (Kal'at Sim'an) в Северо-Западной Сирии, поскольку там удалось оценить деформацию межразломного блока. Монастырь находится на невысоком хребте Симан, который вытянут на ССВ–ЮЮЗ между двумя кулисно расположенными сегментами одноимённого субмеридионального активного левого сдвига. Выдавливание хребта обусловлено появлением компоненты сжатия на участке кулисного подставления сегментов, отклоняющемся на 10° от общего направления сдвига. Главный храм монастыря состоит из центрального восьмигранного атриума с остатками столпа Св. Симеона посередине и крестообразно примыкающих к нему четырёх трёхнефных базилик. Северная и южная стены восточной базилики искривлены относительно остальной конструкции на 6° (до 2–3 м) к северу – против часовой стрелки (рис. 32, А). Вблизи них сохранились основания более ранних стен, искривлённых ещё на 3° (до 1 м). Непосредственно к западу от западного крыла храма видны основания кладки прежнего входа, позднее перенесённого к южному крылу. Кладка искривлена относительно других элементов конструкции на 9° (до 3 м) по часовой стрелке (рис. 32, Б). Наконец, еще западнее, в зоне западного сегмента разлома, сохранились остатки сооружения, южная стена которого искривлена против часовой стрелки на десятки сантиметров, хотя это искривление можно интерпретировать и как дефект конструкции. Все указанные искривления не сопровождаются видимыми разломными смещениями, т.е. представляют собой результат пластической деформации известнякового основания и кладки сооружений.

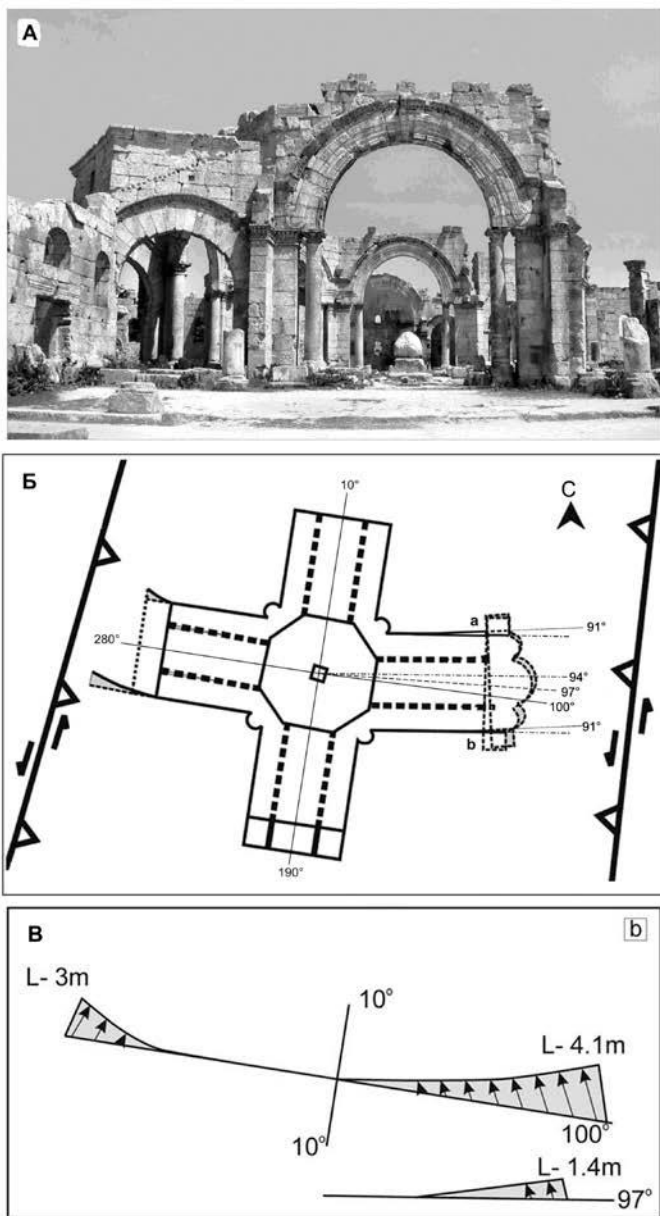


Рис. 32. Горизонтальная деформация храма Св. Симеона Столпника, V в. н.э., Северо-Западная Сирия [Неотектоника..., 2012]

Согласно модели горизонтальной деформации главного храма и капеллы, примыкающей к его восточному крылу с юга, горные массы хребта Симан выдавливаются к югу, где расстояние между кулисно расположенными сегментами разлома возрастает (рис. 32, В). Изгиб против часовой стрелки сооружения на западном краю монастыря указывает также на возможность S-образного латерального изгиба.

Описанные деформации явились результатом нескольких сильных землетрясений в зоне разлома Св. Симеона или в непосредственной близости от него. Главный храм был построен в 476–490 гг. н.э. Монастырь сильно пострадал от землетрясения 528–529 гг. ($M=7.5$), но был восстановлен к 560 г. Новые сейсмогенные разрушения имели место при землетрясениях 587–588 гг. ($M=7.0$) и, возможно, 854 и 881 гг. Постройки были частично восстановлены в 976–986 гг., когда монастырь вновь оказался под властью Византии. Новые разрушения и деформации были связаны как с захватом региона арабами и затем турками, так и с сильными землетрясениями 1626 и 1822 гг.

Использование археологических данных для *решения задач второй группы* – датирования смещённых объектов, – помимо уже приведённых описаний, проиллюстрируем примером, который относится к доэллинистической истории Трои, расположенной к юго-западу от Дарданелл вблизи Эгейского побережья. Между грядой Гессарлык, где находилась Троя, и расположенной севернее долиной р. Дюмрек протягивается субширотный разлом Трои с поднятым южным крылом. На его участках, простирающихся на ЮЮЗ–ВСВ, появляется правосдвиговая компонента смещений [Трифонов, Караханян, 2008]. На западе, где разлом достигает Эгейского моря, в его обоих крыльях присутствует молодая терраса высотой 1,5 м, сложенная тонкозернистым морским песком. На поверхности террасы найдены обломки керамики времён Классической Греции, а ^{14}C датирование пробы почвенного покрова дало 1545–1805 гг. н.э. (LU-5857). Песок содержит слой переотложенной пемзы, который в южном крыле разлома поднят на 0.4–0.5 м относительно северного крыла. При наличии правосдвиговой компоненты общая подвижка могла быть больше. Петрографическое и химическое изучение пемзы показало её тождество с пемзой Великого Минойского извержения Санторина. Извержение произошло во второй половине XVII в. или второй половине XVI в. до н.э. Первая дата

лучше соответствует ^{14}C определениям, а вторая – археологическим данным и представляется более убедительной. Исходя из длины разлома Трои (20–25 км), смещения слоя пемзы ($\geq 0.4\text{--}0.5$ м) и их корреляционных соотношений с магнитудой землетрясения, которое могло быть вызвано этой подвижкой, мы оцениваем магнитуду как $M_s=6.7$. Землетрясение произошло после Минойского извержения, но до того, как пески были выведены из-под уровня моря и стали террасой, на которой оказалась керамика. В стенах Трои VI сохранились следы сейсмического воздействия. Стало быть, землетрясение могло произойти до или во время Троянской войны, датированной ~1180 г. до н.э.

Для оценки интенсивности сотрясений при землетрясениях прошлого важное значение имеет решение *задач третьей группы* – изучение разрушений и повреждений археологических объектов, вызванных вторичными сейсмогенными нарушениями и действием ударной волны. К ним относятся три типа разрушений. Первый тип – вертикальный или горизонтальный изгиб стен, нередко сопровождаемый их разрывом (рис. 33, А, Б; см. рис. 32). Второй тип – вращение элементов конструкции вокруг горизонтальной или вертикальной оси, повторяющееся в нескольких соседних сооружениях (рис. 33, В, Г). Третий тип – однонаправленное падение элементов конструкции. Примером последнего служит падение стены античной агоры и колонн в Пальмире, Сирия, на юго-восток (рис. 34). Поскольку нижние части стены агоры и большинства колонн, засыпанные на высоту 1–2 м пылью и песком в средние века, не испытали подобного падения, землетрясение, очевидно, произошло позже. Источники сообщают о сейсмическом событии 1089 г., разрушившем Пальмиру, с эпицентром к северо-западу от города в складчатом поясе Пальмирид.

Приведённые примеры показывают, что тренчинг и другие методы изучения следов землетрясений прошлого надёжно устанавливают факт сильного землетрясения и во многих случаях позволяют с большей или меньшей точностью оценить его возраст. Однако оценки магнитуд землетрясений по соотношению M/D дают большой разброс, даже с учётом кинематического типа разлома. Этот разброс связан, прежде всего, с тем, что величина одноразового общего смещения (палеоподвижки) может значительно варьировать вдоль разрыва, а способа точно решить, близка ли измеренная в одной точке на разрыве амплитуда смещения к максимальной,

минимальной или средней, не существует. Выход из ситуации возможен лишь при идентификации возможно большего ряда величин смещений и восстановлении характера их вариаций вдоль разрыва.

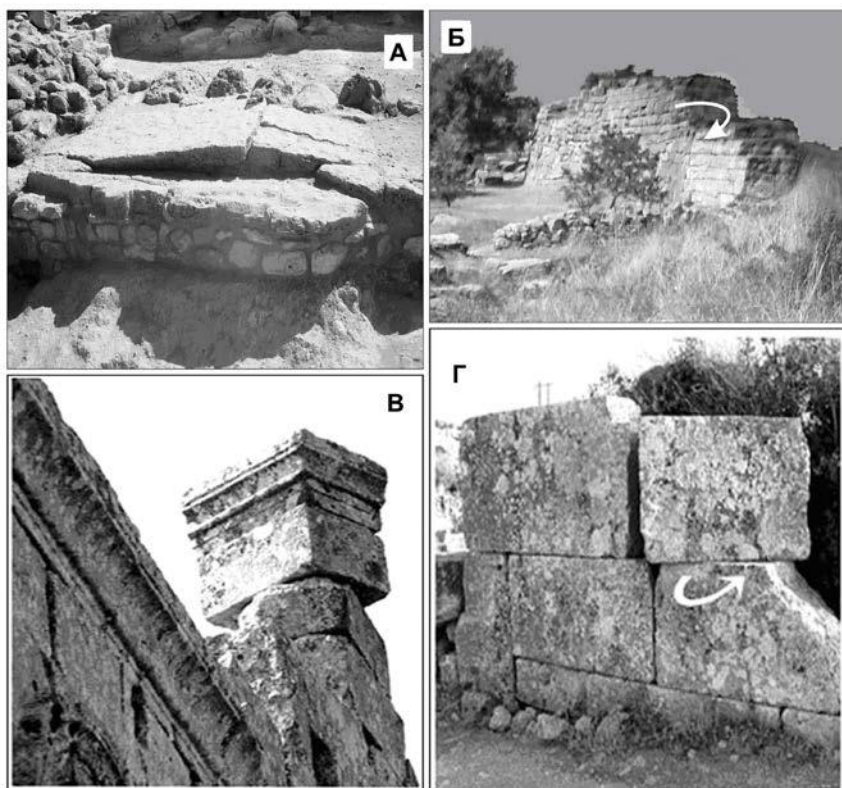


Рис. 33. Деформация и вращение элементов древних конструкций: А – руины Кносского дворца на Крите; Б – руины дворца «Приама», Троя, Западная Турция; В – монастырь Св. Симеона Столпника, Северо-Западная Сирия; Г – с. Дейр-Симан (античный Теланиссос), Северо-Западная Сирия

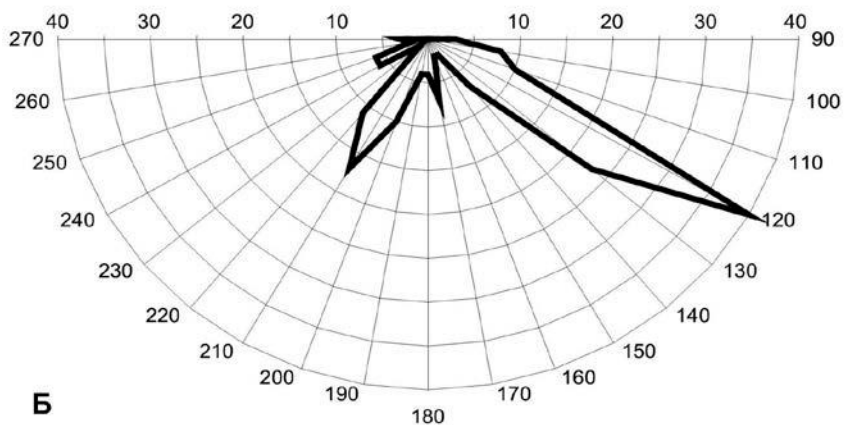
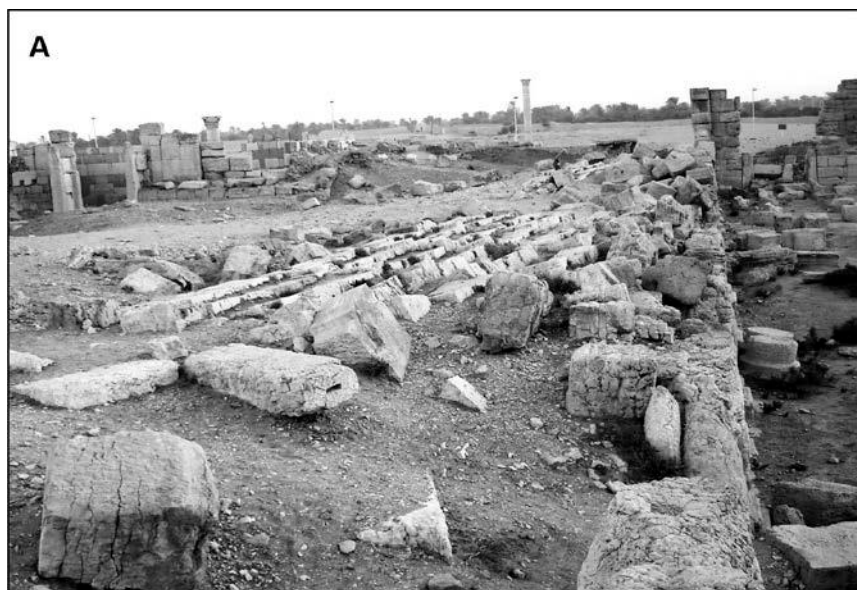


Рис. 34. А – однонаправленное падение стены агоры в античной Пальмире, Сирия; Б – диаграмма направлений падения колонн построек Пальмиры [Неотектоника..., 2012]

Более вероятное максимальное значение магнитуды $M_{\max}$ дает использование в качестве переменной длины сейсморазрыва L . Однако и здесь есть свои проблемы. Определить полную длину ак-

тивизированной при землетрясении части разлома, выраженной сейсморазрывом земной поверхности, можно только для современных землетрясений, но не для сейсмических событий прошлого. Известно, однако, что крупные зоны активных разломов генерируют землетрясения посегментно (сверхсильные землетрясения типа Чилийского 1960 г. или Аляскинского 1964 г., охватившие несколько сегментов, являются исключениями и не могут приниматься в расчет). Поэтому сегментация активных разломов и их зон и определение длин сегментов является важнейшей задачей для расчета соотношений $M_{\max}/L$.

Как правило, сегменты разлома отличаются структурным рисунком и/или основными параметрами движений (скорость, направление и т.д.). Они могут располагаться эшелонированно (кулисно) друг относительно друга, заканчиваться участками изменения простирания разлома или сочленением разломов разных простираний. При всей логичности и оправданности такого подхода, сегментация разломов и разломных зон есть результат вероятностный, и возможность ошибки сохраняется. Тем не менее, описанный подход к определению $M_{\max}$ будущего землетрясения по величине L остается в настоящее время ведущим из-за возможности его применения ко всем активным разломам. В сочетании с оценками по величине D , выявленной лишь для части активных разломов, он использовался при создании карт общего сейсмического районирования России ОСР-97 и применяется при работах над новым комплектом подобных карт.

Все рассмотренные выше геологические методы оценки $M_{\max}$ используют среднестатистические значения параметров, испытывающих в реальной геологической среде более или менее крупные отклонения от средних значений. Обычно средних значений бывает достаточно для оценки сейсмической опасности при любой детальности изысканий. Но при оценке сейсмической опасности районов и площадок особо опасных объектов представляется необходимым учитывать максимальные значения параметров (огигающие соответствующих графиков) и принимать основанные на них оценки $M_{\max}$ как консервативные. Комплексное применение разных методов, как геологических, так и сейсмологических, уменьшает различия между максимальными и наиболее вероятными оценками.

2.4. Геофизические методы в неотектонике

Геофизические поля являются главными источниками сведений о глубинных неотектонических процессах, поскольку многие из них изменчивы во времени и отражают именно современное состояние земных недр тех или иных регионов, которое может отличаться от их состояния в более ранние геологические эпохи. Это относится в первую очередь к аномалиям силы тяжести, скоростям прохождения сейсмических волн и отчасти термическим аномалиям. Именно аномалии силы тяжести и особенности прохождения сейсмических волн позволяют выделить аномально уплотнённые и разуплотнённые объёмы литосферы, а по данным сейсмической томографии, и более глубинных уровней мантии, которые могут служить источниками латеральных перемещений, опускания и поднятия земной коры и поверхности.

Даже такая устойчивая во времени характеристика, как магнитные свойства горных пород, также служит важным источником сведений о новейших движениях. С её помощью выделяются новейшие полосовые магнитные аномалии, по которым определяются области и скорости современного раздвигания литосферных плит. Сейсмический метод отражённых волн, направляемых от искусственных источников (взрывов и вибраторов), выявляет глубинное строение новейших прогибов, скрытых под приповерхностными слоями разрывных и складчатых нарушений (рис. 35).

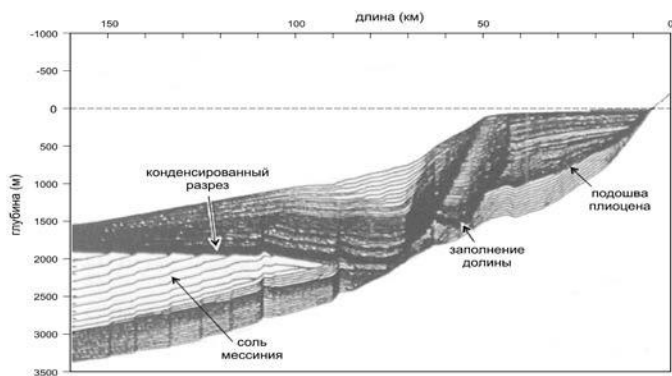


Рис. 35. Финальный результат моделирования данных сейсмического профиля Левантского побережья Средиземного моря (по данным Й. Бен-Гаи и др.)

Для обнаружения четвертичных разломов, скрытых под маломощными молодыми наносами на глубинах в десятки метров, определения наклона и амплитуд вертикальных смещений по таким разломам информативным оказывается комплексное использование сейсмического метода корреляции преломлённых волн (КМПВ), георадара и дипольного осевого зондирования геоэлектрических свойств слоёв (рис. 36).

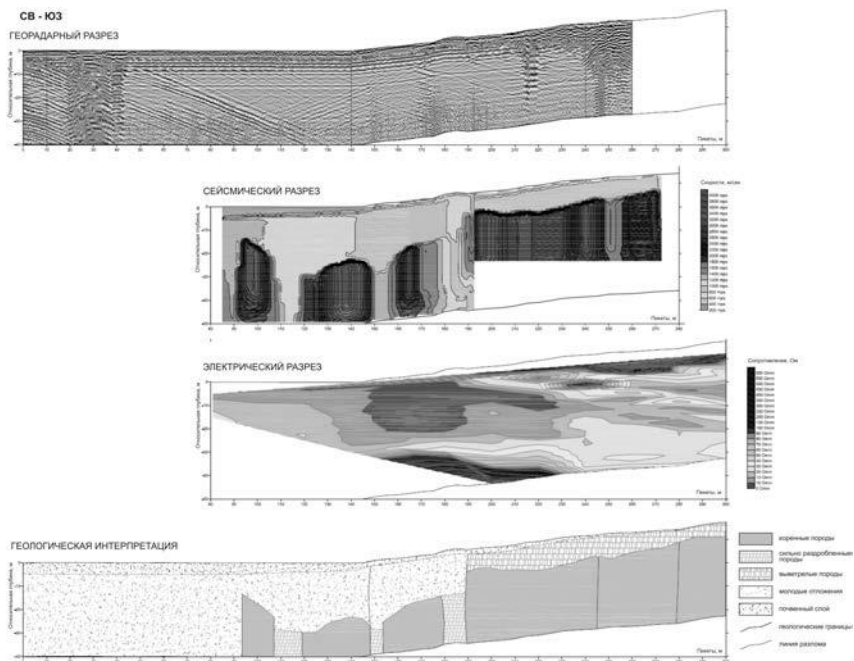


Рис. 36. Интерпретационный геологический профиль через зону Евфратского разлома в Сирии, составленный по данным комплекса геофизических исследований (георадиолокационное профилирование, малоглубинная сейсмика и электроразведка) [Неотектоника..., 2012]

В геологической интерпретации обозначения сверху вниз: тортонские отложения; высокотрещиноватые породы тортона; дезинтегрированные породы тортона; четвертичные обломочные отложения; позднечетвертичные рыхлые наносы; геологические границы; разломы. Общее смещение по всем ветвям разлома – не менее 25 м

Важную роль в изучении новейшей и особенно активной тектоники играют сейсмологические методы. Линейные кластеры эпицентров землетрясений отмечают зоны активных разломов. Глубина гипоцентров отражает глубину активной зоны, а по соотношению эпицентров и гипоцентров одних и тех же землетрясений в активной зоне можно оценить, при высокой точности определений, наклон разлома. Механизмы очагов землетрясений в таких зонах служат указателями поля тектонических напряжений и, в конечном счёте, направления перемещения по разлому при землетрясении или серии землетрясений, т.е. кинематического типа разлома. На рис. 37 представлены результаты регистрации сигналов от двух афтершоков Алтайского землетрясения 27 сентября 2003 г. ($M_s=7.0$) на сейсмических станциях временной локальной сети.

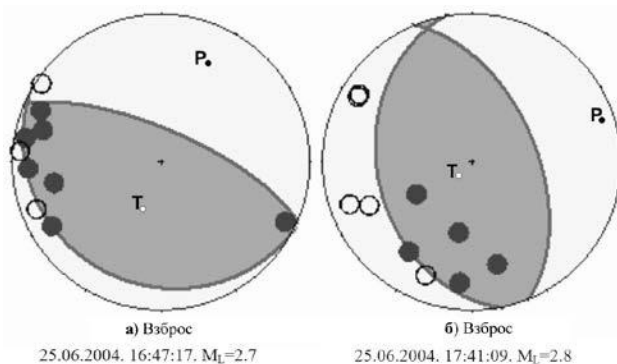


Рис. 37. Механизмы афтершоков 25.06.2004 (взброс, $M_L=2.7$ и взброс, $M_L=2.8$) Алтайского землетрясения 27.09.2003 (по данным Х. Омара)

Расположение этих сигналов на полусфере позволяет определить области сжатия Р и растяжения Т, разделённые двумя плоскостями, которые и являются плоскостями возможной подвижки по разрыву, вызвавшей землетрясение. Положение областей сжатия и растяжения и разделяющих их плоскостей определяет эти плоскости как взбросы. Выбор одной из них как реальной плоскости подвижки при сильном землетрясении производится на основе геологических данных о строении активной зоны.

2.5. Геохимические методы в неотектонике

Химический состав новейших вулканических пород в тех или иных неотектонических провинциях отражает глубину формирования магм и, соответственно, уровень геодинамической активности литосферы, а приуроченность центров извержений к зонам разломов указывает на их связь с первичными или промежуточными магматическими очагами и наличие раздвигов в такой зоне. Такую же функцию могут выполнять газовые и гидрохимические аномалии. В частности, присутствие водорода и определённые соотношения изотопов гелия $^3\text{He}/^4\text{He}$ во включениях в магматические породы и современных водных источниках свидетельствуют о присутствии в поступающем материале мантийной компоненты.

В литературе неоднократно отмечалась приуроченность к активным разломам гелиевых и радоновых аномалий. Выявлены также аномалии содержания тяжелых металлов. Последние могут проявляться не только в горных породах и почвах, но и в растительности зоны разлома. Это демонстрируют отличия содержания металлов в полях люцерны, расположенных на одном из сегментов Сурхоб-Илякской зоны активных разломов (южные подножья Тянь-Шаня), от однотипных полей на соседнем слабо активном разломе и вне зон разломов (табл. 1).

Таблица 1. Содержание тяжелых металлов в люцерне полей, расположенных на южной границе Тянь-Шаня в зоне активного разлома и вне ее (по данным В.И. Лялько)

Положение поля	Содержание элементов (ppm)			
	Mn	As	Zr	Nb
Файзабадский активный разлом	880	32	10	18
Ходжа-Обигармский слабоактивный разлом	340	16	8	5
вне активных разломов	250	13	0	0

Более разнообразные определения геохимической специализации были сделаны А.С. Караханяном на профиле через разлом Спитакского землетрясения 1988 г. в Северной Армении через несколько лет после этого сейсмического события. В одних и тех же пунктах наблюдений спектральными измерениями определялись

содержания элементов в горных породах, почве и растениях определённого вида (рис. 38).

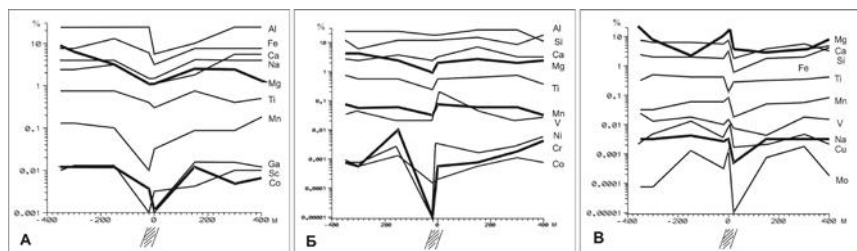


Рис. 38. Изменения содержания различных химических элементов в горных породах (А), почве (Б) и растительности (В) поперёк простирания разлома Спитакского землетрясения 1988 г. юго-западнее г. Спитак [Трифонов, Караханян, 2008]

Частично выявленные изменения связаны с общими различиями состава пород крыльев разлома: северное (вброшенное) крыло сложено более мафическими образованиями, обязанными присутствию пород офиолитового комплекса Мезотетиса, а в южном крыле широко распространены верхнемеловые карбонаты. Поэтому в северном крыле повышено содержание Mg и Fe, а в южном – Ca. Эти различия от пород к почвам и растениям сглаживаются, а для Ca и вовсе пропадают.

На фоне указанных различий в крыльях разлома обнаружены возрастания концентраций ряда элементов с приближением к разлому и их падения на расстоянии в десятки метров от его выхода на поверхность. Эти аномалии связаны с повышенной трещиноватостью зоны разлома, притоком глубинных минерализованных вод и ее повышенным дренажом метеорными водами. Непосредственно вблизи выхода разлома на поверхность понижаются содержания Na, Mn, Co, Se и Ga. Слабее такое понижение выражено у Fe и Ti. Дефицит Co уменьшается от пород к почвам. При общем дефиците Mn над разломом отмечается слабый пик его содержания в растениях приразломной части вброшенного крыла. Недостаток Na возрастает от пород к растениям. Проявляется он и в содержании Si. Вместе с тем, подвижность некоторых элементов в породах и почве приводит к обогащению ими растений. Так, понижение содержания Mg и Ca в породах и почвах зоны разлома сменяется пи-

ком их количества в растениях. Напротив, повышенное содержание V в породах приразломной части опущенного южного крыла сменяется понижением его количества в растениях.

Большая часть перечисленных элементов поступает или удаляется из зоны активного разлома в результате водного и гравитационного переноса терригенного материала или в качестве положительных ионов в поверхностных и подземных водах. В составе глубинных флюидно-газовых эманаций на поверхность поступают и отрицательные ионы. Так, повышенные содержания Cl^- (до 1 мг/г и более) и SO_4^{2-} (до 3 мг/г) обнаружены в современных донных осадках Севана в зоне Ханарасарского разлома (рис. 39).



Рис. 39. Аномальные содержания анионов Cl^- и SO_4^{2-} в донных осадках и метана в поверхностных водах оз. Севан [Трифонов, Караханян, 2008]

1–4 – содержание аниона Cl^- , мг/100 г: 1 – >100 , 2 – 50–100, 3 – 30–50, 4 – <30 ; 5 – пункты 1–4 с высоким содержанием метана; в пункте 3, по данным М.А. Сатиана, содержание аниона SO_4^{2-} в донных осадках достигает 300 мг/100 г; 6 – активный разлом

Глава 3. РЕГИОНАЛЬНАЯ НЕОТЕКТЕНИКА

Современные тектонические представления основаны на теории тектоники литосферных плит (плейт-тектоники). основополагающие положения плейт-тектоники как кинематической модели были сформулированы в трудах Дж. Уилсона, Ф. Вайна, Д. Мэтьюза, Б. Айзекса, Дж. Оливера, Л. Сайкса и других [Новая глобальная тектоника, 1973]. Согласно этой модели, литосферные плиты, охватывающие земную кору и самую верхнюю часть мантии общей толщиной до 50 км под океанами и ~100 км под континентами, перемещаются

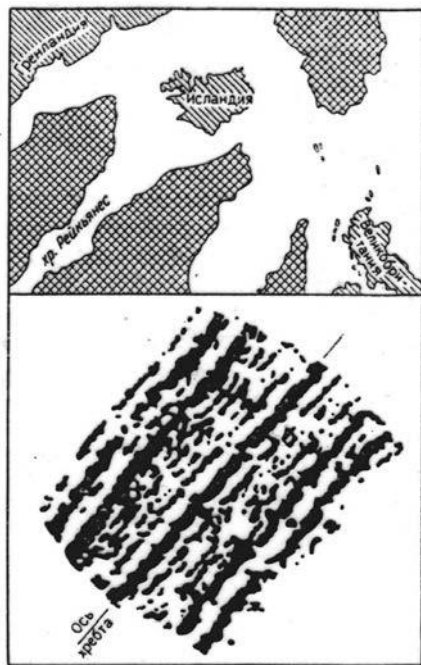


Рис. 40. Полосовые магнитные аномалии окрестностей зоны спрединга в подводном хребте Рейкьянес юго-западнее Исландии

от зон спрединга вдоль трансформных разломов к зонам субдукции и коллизии. Движение плит описывается их вращением относительно полюсов Эйлера. Зоны спрединга в их типичном выражении представлены рифтами на срединно-океанических хребтах. Решающим доказательством раздвигания плит от таких зон, помимо их морфологии, стало обнаружение в океанах полосовых магнитных аномалий, удревняющихся с удалением от рифтовых зон (рис. 40).

Зоны субдукции являются областями пододвигания океанской плиты под другую океанскую или континентальную плиту. Пододвигание доказывается приуроченными к

зоне субдукции мантийными землетрясениями, а вулканизм островных дуг и активных континентальных окраин считается производным от пододвигания (рис. 41).

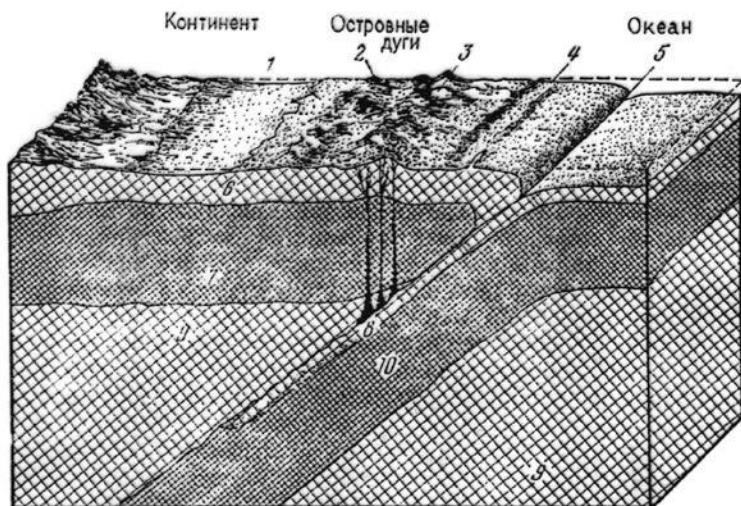


Рис. 41. Строение островодужной системы (области субдукции)

1 – задуговое (краевое) море; 2 – тектоническое поднятие с проявлениями вулканизма; 3 – вулканическая дуга; 4 – невулканическая часть дуги; 5 – преддуговой жёлоб; 6 – земная кора островной дуги и задуговых структур; 7 – литосферная мантия островной дуги и задуговых структур; 8 – океанская кора, погружающаяся в зоне субдукции; 9 – подлитосферная мантия; 10 – океанская литосфера, погружающаяся в зоне субдукции

Зоны коллизии рассматриваются как области смыкания континентальных плит. Для них характерно сжатие и горизонтальное укорочение сближающихся континентальных масс и, как следствие, горообразование. В зонах спрединга литосфера наращивается глубинным магматическим материалом, а в зонах субдукции и коллизии прирост литосферы компенсируется её погружением в нижележащую мантию. Было выделено шесть главных литосферных плит (Тихоокеанская, Евразийская, Африканская, Индо-Австралийская, Антарктическая и Американская, разделяемая на Северо-Американскую и Южно-Американскую) и несколько малых (рис. 42). В составе всех главных плит, кроме Тихоокеанской, присутствуют области как океанской, так и континентальной литосферы, причём в Евразийской плите доля океанской литосферы минимальна.

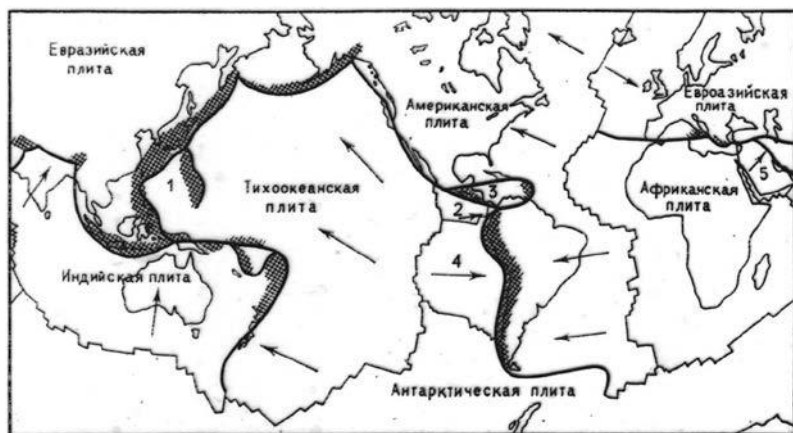


Рис. 42. Глобальная система литосферных плит. Цифрами обозначены плиты: 1 – Филиппинская; 2 – Кокос; 3 – Карибская; 4 – Наска; 5 – Аравийская. Американскую плиту часто разделяют на Северо- и Южно-Американскую плиты

В дальнейшем плейт-тектоническая теория была модифицирована, и обнаружили тектонические явления, ею не объясняемые. Мы обратимся к этому в главе 4. Пока заметим лишь, что первоначальный вариант плейт-тектонической теории сложился на неотектонических материалах и лишь позднее был приспособлен для интерпретации событий более древних геологических эпох. Поэтому для систематизации изложения региональной неотектоники используем первоначальную плейт-тектоническую модель.

3.1. Рифтовые системы

3.1.1. Байкальская рифтовая система

Байкальская рифтовая система (рис. 43) охватывает юг Восточной Сибири и север Центральной Монголии, протягиваясь на 2500 км. Она относится к категории внутриконтинентальных рифтов и представлена серией грабенообразных впадин, ограниченных, осложнённых и соединённых между собой разломами.

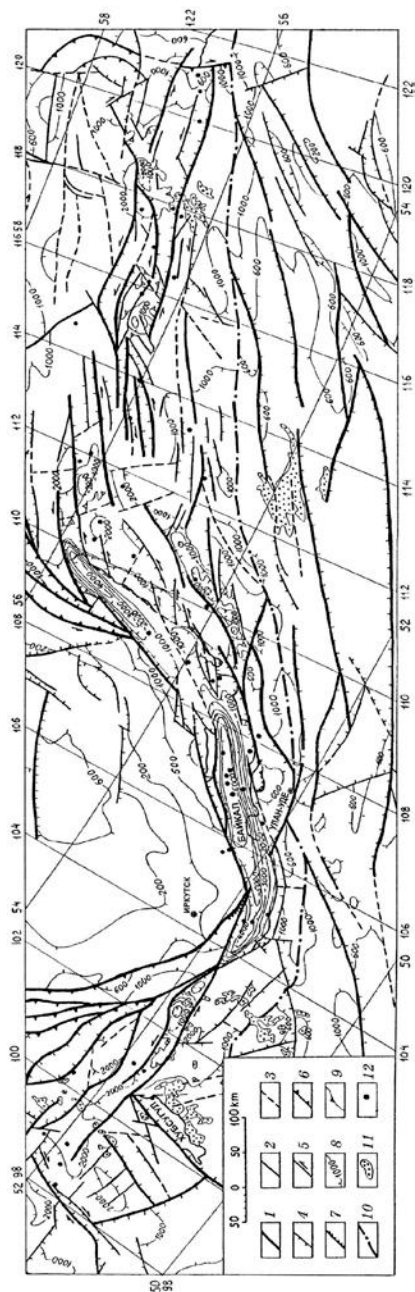


Рис. 43. Неотектоническая карта Байкальской рифтовой системы, по К.Г. Леви с соавторами

1-7 – новейшие разломы: 1 – главные, 2 – прочие, 3 – предполагаемые, 4 – сбросы, 5 – сдвиги, 6 – взбросы, 7 – надвиги; 8 – изолинии амплитуд новейших вертикальных движений, м; 9 – границы новейших впадин; 10 – границы областей с различным возрастом новейших движений, олигоцен-четвертичным на северо-западе и миоцен-четвертичным на юго-востоке; 11 – новейшие базальты; 12 – эпицентры землетрясений с магнитудами ≥ 5

На юго-западе системы, в Северной Монголии, находятся три впадины северо-северо-восточного простирания: Бусийнгольская, Дархатская и Хубсугульская (с запада на восток). Они ограничены с юга Ахирулино-Агардашским и Цэцэрлэгским разломами, оперяющими крупный Хангайский левый сдвиг, и примыкают на севере к зоне субширотного Байкало-Мондинского разлома. Вдоль него вытянута Тункинская впадина, ограниченная с севера изогнутым разломом того же названия. От восточного окончания Байкало-Мондинского разлома на северо-восток протягивается Байкальская рифтовая зона, разделённая перемычками на Южную, Центральную и Северную впадины. Восточнее выделяются простирающиеся на северо-восток Баргузинская, Баунтовская и более мелкие впадины. Северо-восточнее Байкальской зоны расположены (с запада на восток) Верхнеангарская, Муяканская, Верхнемуйская, Муйская, Чарская и Токкинская впадины. Они простираются на северо-восток и образуют левый кулисный ряд восток-северо-восточного простирания. Вдоль оси ряда протягивается зона крупного разлома, называемого Муйско-Чарским, или Байкало-Удаканским. Его восточная часть выделена как Чана-Вакатский разлом. Чарская и Токкинская впадины не расположены в зоне этого разлома, а отклоняются от неё к северу.

Наиболее погружено гипсометрически (до -1187 м) дно Центрально-Байкальской впадины. Дно Южно-Байкальской впадины находится на отметках до -950 м, Тункинской – $+700$ м и Хубсугульской – $+1375$ м. Аналогичным образом повышаются минимальные отметки днища на северо-восток от Центральной впадины Байкала до -530 м в Северо-Байкальской впадине, $+500$ м в Верхнеангарской, $+680$ м в Муйской и $+800$ м в Чарской. Хубсугульская и Байкальские впадины заполнены озёрами.

Различаются мощности и возраст осадочного выполнения впадин. Большая часть чехла Тункинской впадины мощностью до 3000 м относится к неогену. В Байкальской зоне сейсмопрофилированием, скоррелированным с разрезами побережий и данными бурения, Н.А. Логачёв и В.Г. Николаев выделили четыре осадочных комплекса (рис. 44).

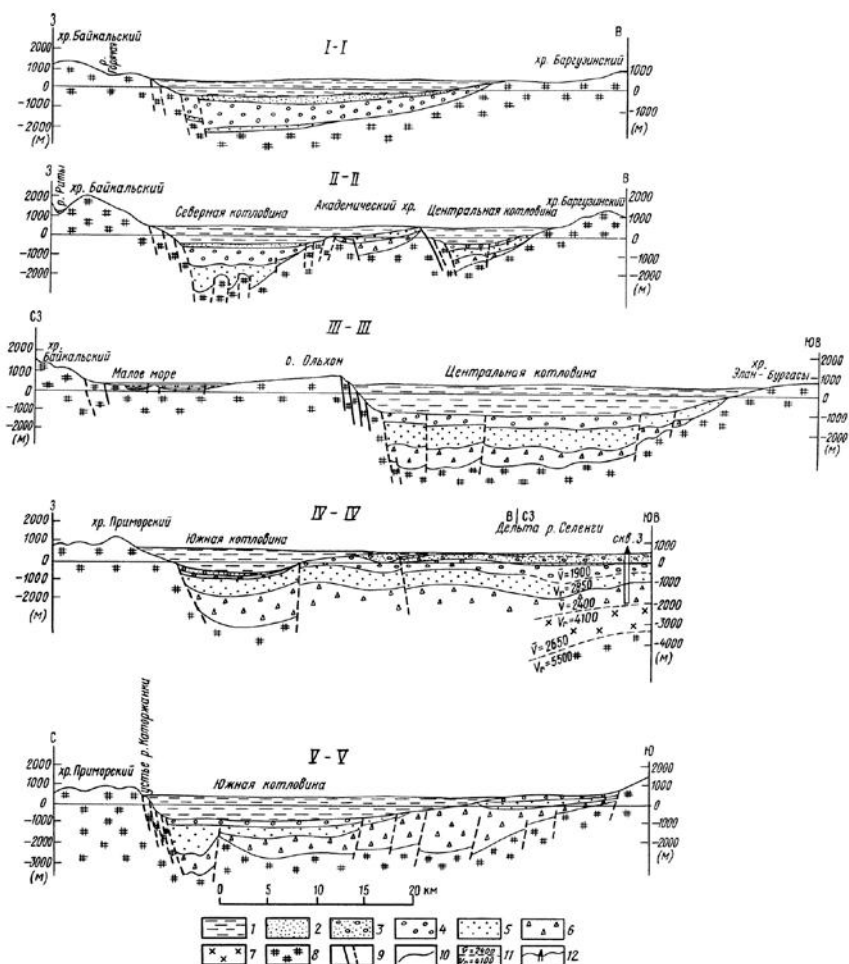


Рис. 44. Принципиальные геологические разрезы разных частей (с севера на юг) Байкальской рифтовой зоны (по В.Г. Николаеву с соавторами)

1 – вода; 2 – средний (верхняя часть) и верхний плейстоцен; 3 – четвертичные отложения недифференцированные; 4 – нижний (калабрий) и средний (нижняя часть) плейстоцен; 5 – плиоцен и гелазий; 6 – миоцен и нижний плиоцен; 7 – юра; 8 – докембрий и нижний палеозой; 9 – разломы; 10 – сейсмические границы; 11 – скорости Р-волн, м/с: V – пластовые, V_r – граничные; 12 – скважина

Нижний комплекс (миоцен и нижний плиоцен) сложен терригенными породами с прослоями бурых углей. Его мощность составляет 1000–1500 м (возможно, до 2000 м) в Южной и Центральной впадинах Байкала, тогда как в Северо-Байкальской впадине аналогичные образования отсутствуют или крайне маломощны. Второй комплекс, относимый к верхнему плиоцену и самым низам плейстоцена, представлен песчано-глинистыми отложениями разного генезиса. Его максимальные мощности (до 1500 м) выявлены в Центральной впадине. Они велики также в южных частях Южной и Северной впадин, но северо-восточнее сокращаются до 50–70 м и местами выклиниваются. Третий комплекс (нижний плейстоцен и низы среднего плейстоцена) представлен озёрными песками и глинами. Он наиболее мощен (до 1500 м) в Северо-Байкальской впадине, тогда как в Центральной и Южной впадинах не превышает 600 м. Четвертый комплекс (средний, верхний плейстоцен и голоцен) сложен озёрными глинами с прослоями тонких песков и имеет наибольшую мощность (до 150 м) в Северной впадине. Южнее она не превышает 50 м. Общим для всех комплексов является их постепенное утонение к юго-востоку, тогда как к образованному разломами северо-западному берегу озера они примыкают без сокращения мощности.

Аналогичные отложения известны в Баргузинской, Баунтовской и Джилиндинской впадинах Восточного Забайкалья. В Баргузинской впадине их мощность достигает 2000–3000 м, в других впадинах она меньше. Во впадинах северо-восточного окончания рифтовой системы общая мощность осадочного чехла обычно не превышает первых сотен метров и лишь в наиболее погруженных частях Верхнеангарской, Муйской и Чарской впадинах больше 1000 м. Мощность миоцена – нижнего плиоцена в указанных впадинах сравнительно невелика, а местами эта часть разреза отсутствует. Новейший базальтовый вулканизм проявлен на юго-западе (район Тункинской впадины, хребет Хамар-Дабан и отдельные поля далее к югу в Северной и Центральной Монголии), востоке (Витимское плоскогорье) и северо-востоке (хребет Удакан южнее Чарской впадины) рифтовой системы. В осадочном чехле Байкальской зоны вулканические образования неизвестны. По данным С.В. Рассказова, вулканизм охватывал диапазон времени от ~20 млн лет до голоцена. При его сходстве в трёх указанных районах с

юго-запада на северо-восток омолаживается возраст наиболее массовых извержений.

Разломы играют решающую роль в строении впадин. Сбросы образуют края впадин Северной Монголии. Их связывает с Байкальской зоной Байкало-Мондинский левый сбросо-сдвиг с переменной вертикальной компонентой смещений. Левым сбросо-сдвигом является и расположенный севернее изогнутый в плане Тункинский разлом. Наиболее выразительны эшелонированно расположенные сбросы северо-западного края Байкальской зоны: Приморский, или Обручевский, Ольхонский, Северо-Байкальский, Байкало-Конкудерский и др. Разломы прямолинейны и круто наклонены на юго-восток. Вертикальные смещения измеряются сотнями метров и местами превышают 1 км. Некоторые сбросы имеют подчинённую сдвиговую компоненту смещений. Такие же сбросы образуют северо-западный борт Баргузинской впадины. В отличие от разломов северо-западного берега Байкала разломы противоположного берега обычно непротяжённые и нередко дугообразно изогнуты. Характерны ступенчатые опускания, желоба растяжения, локальные погружения (заливы Провал и Сор).

Среди разломов северо-восточного окончания рифтовой системы наиболее значимы разломы северо-восточного простираения, определяющие грабенообразное строение впадин. Это сбросы и левые сбросо-сдвиги, у которых сдвиговая компонента смещений обычно уступает сбросовой. Выраженное в рельефе четвертичное вертикальное смещение по этим разломам нередко превосходит 1000 м. К Муйской впадине приурочен эпицентр сильнейшего Муйского землетрясения 1957 г. с магнитудой 7.9. При землетрясении на протяжении 35 км возник уступ земной поверхности амплитудой до 6 м и левосдвиговой составляющей смещения до 1.2 м. Общую протяжённость активизированного разлома В.П. Солоненко оценивает в 140 км. Наряду с разломами, простирающимися вдоль отдельных грабенов, выделяется широтная Муйско-Чарская зона разломов, отдельные сегменты которой известны под собственными названиями. Общим для них является заметная левосдвиговая составляющая смещений, соизмеримая со сбросовой.

Итак, новейшие грабены Байкальской рифтовой системы ограничены сбросами, которые на северо-восточном окончании системы имеют подчинённую левосдвиговую составляющую смещений. Таким образом, грабены возникли в условиях поперечного,

северо-западного растяжения. С ними сочетаются субширотные сбросо-сдвиги, у которых сдвиговая компонента смещений соизмерима со сбросовой или превосходит её. По отношению к грабенам они выполняют функцию трансформных зон. Это Муйско-Чарская зона на северо-востоке, Байкало-Мондинская и Тункинская зоны между Байкалом и северомонгольскими грабенами, Хангайская зона и оперяющие её сдвиги на юге. Многие новейшие разломы сохранили активность до голоцена. С ними связаны очаги сильных землетрясений. В течение последних трёх столетий произошло 8 землетрясений с магнитудами не менее 7.

Н.А. Логачёв и Н.А. Флоренсов выделили в истории формирования Байкальской рифтовой системы два главных этапа, которые условно могут быть названы мульдовых (неоген) и рифтовым (четвертичный период). В миоцене на фоне низкогогорного рельефа развивались впадины, заполнявшиеся аллювиальными и озёрными осадками. Некоторое общее воздымание в позднем плиоцене выразилось в появлении красноцветов. Граница неогена и плейстоцена стала важнейшим рубежом в формировании рифтовой системы. Именно в это время впадины приобрели современную грабенообразную форму на фоне поднятия соседних территорий. Амплитуда погружения Байкала составила 1–1.5 км. Новый импульс опускания начался в среднем плейстоцене. Его амплитуда достигла 1 км. Осадконакопление лишь в небольшой мере компенсировало это прогибание. В миоцене и раннем плиоцене наиболее мощное опускание испытали Тункинская, Южно-Байкальская впадины и южная часть Центрально-Байкальской впадины. В позднем плиоцене область наибольшего прогибания сместилась в Центральную впадину Байкала. В раннем плейстоцене и начале среднего плейстоцена наибольшее опускание сосредоточилось в Северо-Байкальской впадине. Это указывает на распространение Байкальской зоны к северо-востоку, с чем согласуется и миграция наиболее мощных проявлений вулканизма.

Глубинное строение Байкальской системы изучалось сейсмическими, гравиметрическими, геотермальными и другими методами. Поверхность Мохоровичича (подошва земной коры) фиксируется на глубинах 34–37 км под Южной и Центральной впадинами Байкала и понижается до 42–47 км под соседними хребтами. Под земной корой выделяется линза мантийного вещества со скоростями продольных сейсмических волн V_p , пониженными до 7.7

км/с. Линза проектируется на Байкал, Восточное и Северо-Восточное Забайкалье. Ю.А. Зорин объединяет линзу с астеносферой, принимая, что её поверхность, т.е. подошва литосферы, находится здесь выше глубины 50 км и погружается под Сибирской платформой до 125–200 км. Хубсугул, Байкальская зона и впадины северо-восточного фланга рифтовой системы находятся на северо-западном краю этого выступа астеносферы (аномальной мантии).

Выступ разуплотнённой мантии предопределил растяжение литосферы. Оно сосредоточилось на границе выступа с мощной литосферой Сибирской платформы, где возникла Байкальская рифтовая зона, которая оказалась сопряжённой с субширотными сдвигами, вписавшись тем самым в общий рисунок новейших структур Центральной Азии. Ю.А. Зорин и Е.Е. Милановский оценили амплитуду раздвигания Байкальской зоны в 10–20 км. Однако Е.В. Артюшков отметил, что в геологической структуре отражено лишь 5–10 км раздвигания, и связал дополнительное опускание рифта с уплотнением (эклогитизацией?) корового вещества над выступом аномальной мантии. Сходную гипотезу предложила Т.П. Иванова, согласно которой Байкальская зона приурочена к блокам древнего основания, претерпевшим высокую, до гранулитовой фации, степень метаморфизма, обусловленную повышенным тепломассопереносом из аномальной мантии. Это привело к уплотнению низов коры и, как следствие, дополнительному погружению.

3.1.2. Исландская рифтовая система

Современные рифтовые и трансформные зоны Исландии представляют собой сегмент Срединно-Атлантической рифтовой системы, возвышающийся над уровнем моря. Возможность изучения его строения, развития и механизма образования даёт уникальный материал для познания океанических рифтов.

Остров Исландия сложен вулканическими, преимущественно континентальными породами, имеющими более чем на 90 % базальтовый состав, а также продуктами их ледниковой и водной переработки. Современная вулканическая и тектоническая активность сосредоточена, главным образом, в Срединно-Исландской рифтовой зоне, которая на севере простирается меридионально, а в центре страны раздваивается и южнее имеет юго-западное простирание (рис. 45). Центральная часть зоны покрыта средне-позднеплейстоценовыми

и голоценовыми толщами. Их обрамляют выходы нижнего плейстоцена и местами верхнего плиоцена. В остальной части острова распространены миоценовые, в меньшей степени нижнеплиоценовые базальты. Выходы последних считаются осевой частью древнего рифта, который на севере перестал функционировать в середине плиоцена, а на юге унаследован западной ветвью современной рифтовой зоны.

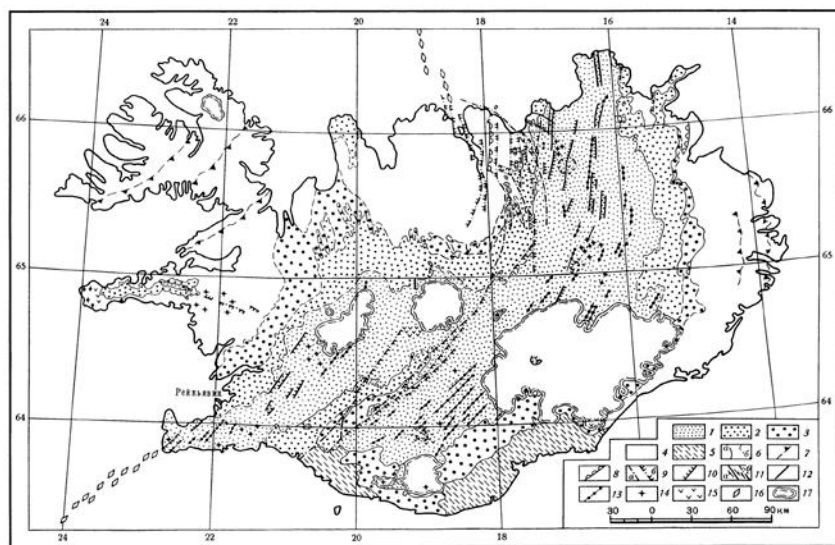


Рис. 45. Неотектоническая карта Исландии [Трифонов, 1983]

1–5 – важнейшие стратиграфические комплексы: 1 – средний плейстоцен–голоцен (моложе 0.7 млн лет), 2 – верхний плиоцен и нижний плейстоцен (3–0.7 млн лет), 3 – нижний плиоцен (~6–3 млн лет), 4 – миоцен (18–6 млн лет), 5 – четвертичные терригенные комплексы; 6–17 – структурные и прочие обозначения: 6 – границы стратиграфических комплексов (а – достоверные, б – предполагаемые), 7 – маркирующие горизонты в миоцене, 8 – плиоценовые флексуры, 9 – плейстоценовые разломы (а – с неизвестным направлением перемещений, б – сбросы), 10 – голоценовые сбросы и сбросо-раздвиги, 11 – сдвиги (а – голоценовые, б – плейстоценовые), 12 – голоценовые раздвиги, 13 – голоценовые и позднплейстоценовые магмоподводящие разломы, 14 – голоценовые и позднплейстоценовые одиночные вулканы, 15 – голоцен-среднплейстоценовые вулканы центрального типа с дифференциатами кислого и среднего состава, 16 – осевая часть подводного продолжения рифта, 17 – граница ледника

Если древний Исландский рифт находился на продолжении осевых частей срединно-океанических хребтов к северу (хр. Колбейнсей) и югу (хр. Рейкьянес) от Исландии, то северная часть и восточная ветвь южной части современной рифтовой зоны отстоят от них на десятки километров к востоку. Прибрежные области между окончаниями современной рифтовой зоны и срединно-океанических хребтов характеризуются повышенной сейсмичностью и сдвиговой ориентировкой напряжений в очагах землетрясений. Это позволило П. Уорду рассматривать их как трансформные зоны, Тьорнесскую на севере и Рейкьянесскую на юге острова. Они характеризуются на поверхности преобладанием структурных форм того же «рифтового» простираения, что и в других частях рифтовой зоны. Разломы «трансформного» направления в Тьорнесской зоне многочисленнее, чем в Рейкьянесской. На западе Исландии П. Уорд выделил Снайфедльснесскую трансформную зону, ограничивающую с севера западную ветвь рифтовой зоны Южной Исландии.

Особенности строения рифтовой зоны лучше всего выражены голоценовыми разломами и вулканическими формами. Разрывы представлены раздвигами, сбросами и сбросо-раздвигами, простирающимися вдоль зоны. Они группируются в пучки линейных нарушений, между которыми подобные образования редки. Среди голоценовых вулканических построек различаются зоны трещинных извержений, щитовые вулканы и крупные центральные вулканы. Последние отличаются от двух первых типов длительностью развития и тем, что в них наряду с преобладающим базальтовым извергался материал среднего и кислого состава; характерны кольцевые обрушения. Зоны трещинных извержений образуют цепи шлаковых конусов с кратерами посередине. Нередко они, прекратив извергаться, наследуются амагматичными раздвигами. В других местах видно, что извержения происходили по раздвигам и сбросо-раздвигам и продолжают амагматичными участками разломов. Очевидно, зоны трещинных извержений являются разновидностью раздвигов. Обычно они расположены в пучках линейных нарушений. При всех неровностях рельефа, обуславливающих течение лав, пучки характеризуются большими мощностями извергнутого материала, нежели разделяющие их участки. Суммирование амплитуд раздвигания по отдельным разломам, как амагма-

тичным, так и служившим каналами извержений, дало среднюю скорость голоценового раздвигания ~10 мм/год [Трифонов, 1999].

Позднеплейстоценовые разломы также простираются вдоль рифтовой зоны и являются сбросами и сбросо-раздвигами. Вулканические образования представлены специфическим комплексом пиллоулав, гиалокластитов, гиалобрекчий и туфов преимущественно базальтового состава, выделенным под названием формации Моберг. Она участвует в строении центральных вулканов, слагает вулканические хребты и столовые горы с кратерами на плоских вершинах. В условиях оледенения формация Моберг формировалась в водных резервуарах среди ледового покрова, причём столовые горы были аналогами щитовых вулканов, а вулканические хребты – зон трещинных извержений. Последние или располагаются в пучках голоценовых нарушений, или образуют самостоятельные пучки. Для позднеплейстоценовых вулканических пород из-за их подводного образования фации, удалённые от центров извержений, мало характерны, и нарастание мощности в пучках линейных нарушений выражено ярче, чем в голоцене.

Черты строения, выявленные для позднечетвертичных геологических образований, характерны и для более древних элементов структуры. Это наиболее чётко выражено в северной части Срединно-Исландской зоны, которая представляет собой асимметричный грабен с флексурно-сбросовыми ограничениями. Сбросы, более многочисленные на западном борту грабена, чем на восточном, образуют уступы высотой в десятки метров. Выходы молодых пород сменяются более древними к краям зоны. Повсеместно, хотя и реже, чем в миоценовых базальтах, присутствуют дайки, количество которых возрастает в относительно древних частях разреза. В краевых частях широко распространены вулканические постройки формации Моберг, более древние, чем последнее оледенение и разделяющиеся на несколько возрастных генераций среднего и раннего плейстоцена. Они образуют вулканические хребты и цепи столовых гор, вытянутые вдоль зоны и соответствующие пучкам линейных нарушений. Подобные линзы повышенной мощности, вытянутые вдоль рифтовой зоны, выявлены и для субаэральных базальтов позднего плиоцена, раннего и среднего плейстоцена.

Таким образом, есть все основания экстраполировать результаты изучения голоцен-позднеплейстоценовых образований на более ранние этапы развития Исландской рифтовой зоны. От других

сегментов Срединно-Атлантической рифтовой системы она отличается, как показал Г. Палмасон, повышенной до 20 км мощностью океанической коры, но под ней, как и в других океанических рифтах, залегает разуплотнённая и разогретая мантия с пониженными до 7.7–7.8 км/с скоростями продольных волн. Развитие рифтовой зоны происходило в условиях горизонтального растяжения. Оно выражалось в образовании и расширении раздвигов, которые заполнялись магматическим материалом, нередко извергавшимся на поверхность. При раздвигании формировались сбросы и грабены. Эти процессы охватывали широкую полосу, внутри которой концентрировались в узких пучках линейных нарушений. Между пучками могли сохраняться блоки древних пород и относительно древней коры. Сейчас океанологическими исследованиями обнаружены признаки подобного строения и развития событий и в собственно океанических рифтовых зонах. Если они имели место при рифтогенном зарождении океанических впадин среди континентов, это может объяснить наличие реликтов континентальной коры среди океанических образований.

Среднюю скорость раздвигания рифтовой зоны Исландии можно гипотетически оценить, если допустить, что ширина зоны оставалась неизменной в процессе развития. Тогда разница расстояния между древнейшими вулканическими цепями (около 70 км) и шириной современной полосы активного рифтогенеза (около 35 км) даст величину раздвигания за последние 3–3.5 млн лет. При таком подсчёте средняя скорость раздвигания оказывается близкой к скорости голоценового раздвигания (около 10 мм/год).

Изучение структуры и эволюции трансформных зон Исландии имеет важное значение для понимания формирования трансформных разломов океанов. В Снейфедльснесской зоне разломы и трещины «рифтового» простираения образуют почти широтный кулисный ряд и сочетаются с более молодыми разломами и трещинами «трансформного» юго-восточного направления. Среди последних большинство также возникли давно, поскольку, нарушая неогеновые породы, несут следы последующего гляциального воздействия. Снейфедльснесская зона возникла в плиоцене, когда северная часть прежней рифтовой зоны, непосредственно продолжавшей океаническую рифтовую систему к северу и юго-западу от Исландии, перестала функционировать (рис. 46).

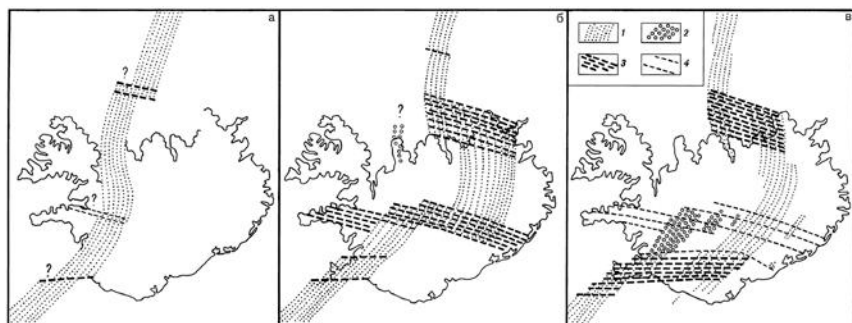


Рис. 46. Эволюция рифтовых и трансформных зон Исландии и соседних акваторий: а – ранний плиоцен (5 млн лет назад); б – поздний плиоцен – ранний плейстоцен (2.5 млн лет назад); в – современная эпоха [Трифонов, 1983]

1 – активная рифтовая зона; 2 – вырождающаяся рифтовая зона; 3 – активная трансформная зона; 4 – вырождающаяся трансформная зона

Её сменила расположенная восточнее северная часть Исландской рифтовой зоны. Её древнейшие вулканические породы имеют возраст около 3 млн лет. На юге Исландии в это время продолжала функционировать западная ветвь Исландской зоны, продолжавшаяся океаническим рифтом. Это доказывается сравнением разрезов плиоценовых и нижне-среднеплейстоценовых пород восточного борта западной ветви рифтовой зоны юга Исландии и её современной восточной ветви (рис. 47). В восточной ветви мощность плиоцена и нижнего плейстоцена древнее 1 млн лет сокращена в 2.5 раза, в основном за счёт вулканических пород. Лишь позднее мощности вулканических образований там приближаются к мощностям западной ветви, а позднее превосходят их. Одновременно с северной частью Исландской рифтовой зоны возникает Тьорнесская трансформная зона, связывающая новообразованную рифтовую зону с океаническим рифтом – подводным хребтом Колбейнсей. Тьорнесская зона образована кулисным рядом структур «рифтового» направления, ось которого описывает S-образный изгиб и в средней части простирается широтно. Их нарушают разломы «трансформного» простираения с правосдвиговыми смещениями.

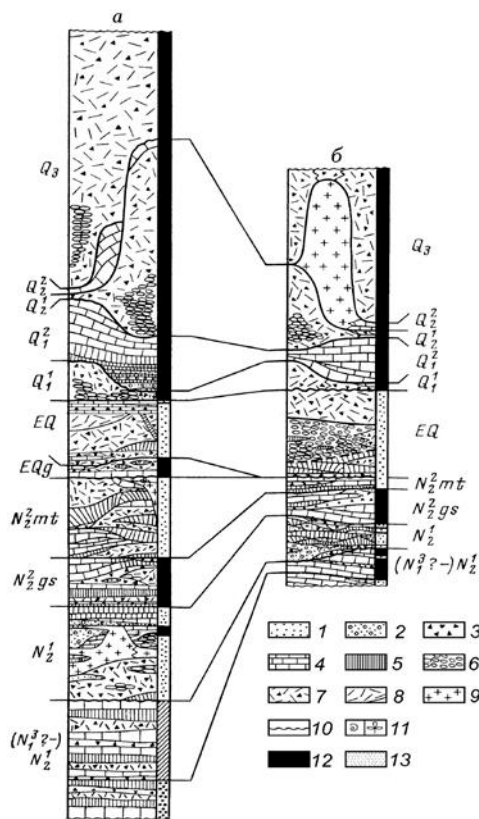


Рис. 47. Сопоставление сводных разрезов западной и восточной ветвей рифта Южной Исландии: а – восточный борт западной ветви; б – западный борт восточной ветви [Трифонов, 1983]

1 – песчаник; 2 – гравелит; 3 – тиллит; 4 – субаэральный базальт; 5 – столбчатый базальт; 6 – подушечный базальт; 7 – базальтовая гиалобрекчия; 8 – базальтовый гиалокластит; 9 – риолит; 10 – поверхность несогласия; 11 – фаунистические и растительные остатки; 12 – нормально намагнитченные породы; 13 – обратно намагнитченные породы

Q_3 – верхний плейстоцен; Q_2^2 – верхняя часть среднего плейстоцена (верх); Q_2^1 – верхняя часть среднего плейстоцена (низ); Q_1^2 – нижняя часть среднего плейстоцена (верх); Q_1^1 – нижняя часть среднего плейстоцена (низ); EQ – нижний плейстоцен, калабрий; EQg – нижний плейстоцен, эпизод Олдувай; N_2^2mt – нижний плейстоцен, гелазий; N_2^2gs – верхний плиоцен; N_2^1 – нижний плиоцен; $(N_1^3?-)N_2^1$ – нижний плиоцен, возможно, с верхами миоцена

В раннем плейстоцене (около 1 млн лет назад) восточная ветвь Исландской рифтовой зоны распространяется в южную часть острова, и западная ветвь постепенно уступает ей главенствующую роль. Одновременно с этим возникает молодая Рейкьянесская трансформная зона, связывающая новообразованный рифт с подводным хребтом Рейкьянес. Она выражена кулисным рядом нарушений «рифтового» направления, ось которого описывает Z-образный изгиб и в средней части простирается широтно.

Данные по Исландии показывают, что трансформные зоны закладываются как ряды эшелонированно расположенных нарушений «рифтового» простираения, и на первых порах возникающие сдвиговые напряжения реализуются образованием всё новых разломов и трещин в таких рядах (Рейкьянесская зона). По мере нарастания амплитуды разнонаправленных движений этого оказывается недостаточно, и возникают многочисленные мелкие сдвиги (сколы Риделя), ориентированные под очень небольшим углом к направлению трансформной зоны (Снейфедльснесская зона). Среди них обособляются сдвиги с более значительными смещениями (Тьорнесская зона). В дальнейшем они сольются в единый магистральный трансформный разлом.

3.1.3. Сравнительный анализ рифтовых структур

Байкальская континентальная и Исландская океаническая системы – крайние представители единого класса рифтовых структур, развивающихся в условиях горизонтального растяжения. Общим для них является утонение литосферы и сочетание грабенов с трансформными зонами разломов. Многие другие рифтовые структуры занимает промежуточное положение между этими системами.

Е.Е. Милановский [1976] отнёс Байкальскую зону к типу щелевых рифтов и противопоставил их другому типу континентальных рифтов – вулканическому. Последние отличаются не только обильным вулканизмом, но и более значительными масштабами растяжения, утонения коры и утонения или перерождения мантийной части литосферы. Оба типа континентальных рифтов представлены в Восточно-Африканском рифтовом поясе, который впервые выделил Е. Зюсс как систему Великих Африканских разломов (рис. 48).

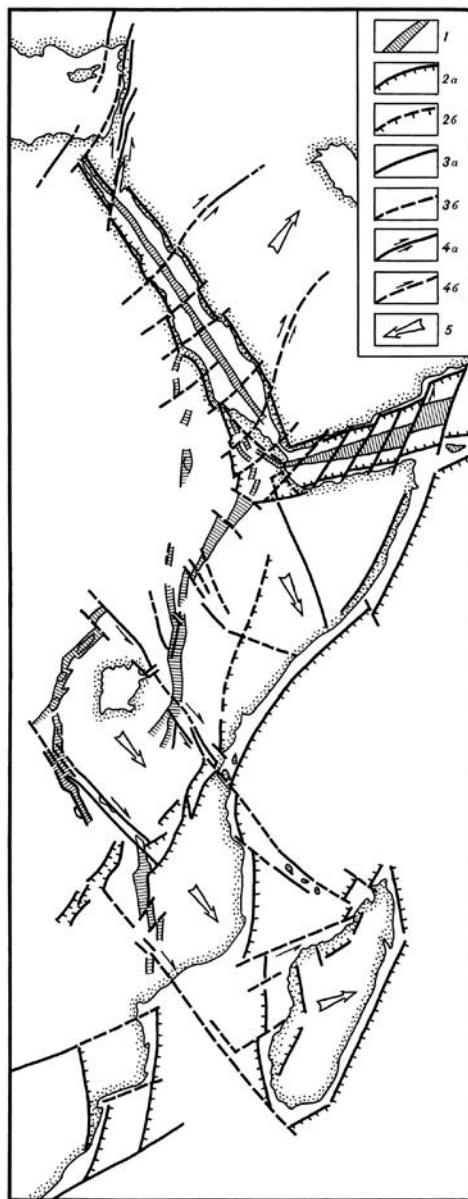


Рис. 48. Неотектоническая карта Восточно-Африканской рифтовой системы (по В.Г. Казьмину)

Цифры на рис. 48: 1 – плиоцен-четвертичная рифтовая зона; 2 – неогеновые сбросы, доказанные (а) и предполагаемые (б); 3 – неогеновые разломы с различными типами смещений, доказанные (а) и предполагаемые (б); 4 – неогеновые трансформные разломы, доказанные (а) и предполагаемые (б); 5 – направление движения плиты или блока

Пояс состоит из Западной (Малави-Танганьикской) и Восточной (Кенийско-Эфиопской) ветвей. Первая представляет собой щелевой тип рифтов, а вторая – вулканический.

Западная ветвь образована кулисно, а на севере четковидно расположенными грабенами (с юга на север) Малави–Руква, Танганьика, Киву, Эдуард–Георг, р. Семлики–оз. Альберт, р. Альберт–Белый Нил. Их разделяют межграбенные перемычки, где отмечается сравнительно слабый вулканизм, почти отсутствующий в грабенах. Все грабены асимметричны, причём главные сбросы приурочены то к западным, то к восточным бортам. Все они развиваются по сей день с раннего или среднего миоцена, частично наследуя на юге систему мезозойских грабенов и в целом совпадая с поясом позднепротерозойских дислокаций. Мощности новейших отложений в грабенах достигают нескольких километров. Многие из них недокомпенсированы осадками и образуют озёрные котловины. Наибольшую глубину, до 1470 м, имеет оз. Танганьика. Величина растяжения грабенов, рассчитанная по морфологии сбросов, не превышает 10 км, т.е. 15 % первоначальной ширины.

Кенийская и Эфиопская зоны Восточной ветви представляют собой цепи грабенов, которые не столь глубоки, как грабены Западной ветви, и нередко осложняют обширные сводовые поднятия, совпадающие с ареалами вулканизма, начавшегося до возникновения грабенов. Если сначала вулканизм был площадным, то позднее сконцентрировался в рифтовых зонах. В Кенийской зоне сводовое поднятие не превышает 1.5 км. Вулканизм имеет щелочной состав. Мощность коры в осевой части рифта близка к 20 км, рассчитанная мощность упругой части литосферы – 27 км, а величина растяжения достигает 15 км. В Эфиопской зоне сводовое поднятие превышает 2 км. Щёлочность вулканизма меньше, чем в Кенийской зоне, а объём в несколько раз больше. Рассчитанная мощность упругой части литосферы сокращается до 21 км при мощности коры на севере рифта 24 км. Величина растяжения оценивается там в 25–30 км [Казьмин и др., 1987]. На северо-востоке Эфиопский рифт переходит в треугольную Афарскую впадину – область тройного со-

членения Эфиопского, Красноморского и Аденского рифтов. Максимальное утонение коры, до 14–16 км, отмечено на севере и востоке Афара, а в некоторых его рифтах можно предполагать разрыв континентальной коры. Кора подстилается разуплотнённой мантией с плотностью 3.1 г/см³.

В поперечном сечении Красноморского рифта выделяются плечи, местами с признаками сводового воздымания в направлении рифта, приморская равнина, главный трог и внутри него осевая зона. Их разделяют сбросовые уступы высотой до 2 км и более. Из-за смещений по сбросам, связанного с ними вращения блоков и внедрения даек верхняя часть коры растянута на 95–135 км. Осевая зона представляется аналогом осевой долины срединно-океанической рифтовой системы. Кора зоны имеет океаническое строение и непосредственно подстилается низкоскоростной мантией, кровля которой местами находится на глубине 4 км. Полосовые магнитные аномалии свидетельствуют о плиоцен-четвертичном возрасте осевой зоны. Посередине неё происходят голоценовые извержения. Суммарное раздвигание осевой зоны оценивается в 40–60 км. Строение Аденского рифта изменяется по простиранию. Если на западе он сходен с Красноморским рифтом, то восточнее всё более приобретает черты океанского рифта и далее к востоку переходит в срединный хребет Индийского океана.

По данным В.Г. Казьмина и др. [1987], образованию Восточной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы предшествовал трапповый вулканизм Эфиопского плато, начавшийся 55 млн лет назад (л.н.). К северу и востоку от него около 40 млн л.н. заложились Аденская и Красноморская грабенообразные депрессии. Раздвигание обоих рифтов на ранней стадии происходило путём растяжения со скоростью до 3.5 мм/год и утонения континентальной коры. Растяжение замедлилось 22–20 млн л.н. Около 15 млн л.н. начали развиваться в виде депрессий Эфиопская и Афарская рифтовые зоны, а в Аденском и Красноморском рифтах возобновились раздвигание и погружение. 13.5–12 млн л.н. возник Кенийский вулканический ареал, активизировался рифтогенез в Эфиопском и Афарском рифтах. 10 млн л.н. произошёл разрыв континентальной коры и начался спрединг на востоке и в центре Аденского рифта; скорость раздвигания возросла в несколько раз. В плиоцене этот процесс распространился в западную часть Аденского рифта и на юго-восток Красного моря. Возросла контрастность вертикаль-

ных движений, и ускорилось сводовое воздымание. 5 млн л.н. оформился грабен Кенийской зоны, и вулканизм сконцентрировался внутри него. В плейстоцене разрыв континентальной коры распространился в центр Красноморского рифта.

Итак, Кенийская, Эфиопская, Красноморская и Аденская рифтовые зоны представляют ряд структур, находящихся на разных стадиях развития: от зарождения грабенов в вулканических областях континентальной коры через её постепенное утонение и усложнение рифтовой структуры, сопровождающееся вулканизмом, к раздвиганию континентальной коры и оформлению межконтинентального рифта с зоной спрединга океанского типа. Наиболее зрелый рифт этого ряда, Аденский, переходит к востоку в срединно-океанический хребет. Вероятно, подобную трансформацию испытывают все рифты этого ряда по мере их развития.

3.2. Островные дуги и активные континентальные окраины (области субдукции)

3.2.1. Курило-Камчатская островодужная система

Курило-Камчатская островная дуга (рис. 49) протягивается на 2500 км от о-ва Хоккайдо до Северной Камчатки. Общими чертами системы являются: форма дуги, выпуклой в сторону океана, и продольная, т.е. северо-восточная, зональность структурных элементов, важнейшие из которых – вулканический пояс, узкий глубоководный (до –8576 м) жёлоб перед фронтом дуги и начинающаяся от жёлоба и наклонённая под дугу полоса скопления гипоцентров землетрясений, продолжающаяся глубоко в мантию и известная в литературе как сейсмофокальная зона Вадати–Заварицкого–Беньофа. Последняя рассматривается как проявление субдукции океанской литосферы. Дуга неоднородна по простиранию. Её курильская часть имеет кору переходного типа и выражена на поверхности цепью островов, причём наименее мощной и «сигнализированной» является кора центральной части цепи. Камчатка целиком выведена из-под уровня моря, имеет горный рельеф с вершинами до 2000 м и более (не считая молодых вулканов) и характеризуется, как и Хоккайдо, корой континентального типа.

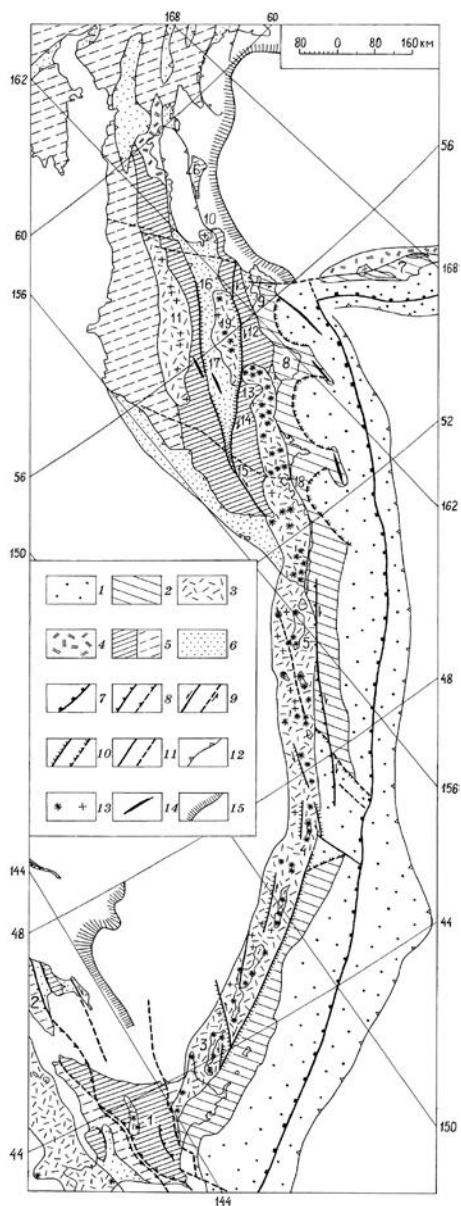


Рис. 49. Главные элементы четвертичной тектоники Курило-Камчатской островной дуги [Трифонов, 1999]

Цифры на рис. 49: 1 – глубоководный жёлоб; 2 – зона передовых невулканических поднятий; 3, 4 – вулканические пояса: 3 – позднечетвертичный, 4 – раннечетвертичный; 5 – области четвертичного воздымания, интенсивного (слева) и умеренного (справа); 6 – четвертичные впадины; 7 – выход на поверхность осевой плоскости глубинной сейсмофокальной зоны (зоны субдукции); 8–11 – четвертичные разломы, достоверные (слева) и предполагаемые (справа): 8 – надвиг или взброс, 9 – сдвиг, 10 – сброс, 11 – разлом с неизвестным направлением перемещений; 12 – граница впадины и поднятия; 13 – вулканы, действующий (слева) и позднечетвертичный потухший (справа); 14 – ось четвертичного антиклинального поднятия; 15 – зона выклинивания гранитно-метаморфического слоя

Цифры на карте. 1–7 – острова: 1 – Хоккайдо, 2 – Сахалин, 3 – Кунашир (вулкан Менделеева), 4 – Симушир (вулкан Заварицкого), 5 – Парамушир, 6 – Карагинский, 7 – Командорские; 8–10 – полуострова: 8 – Кроноцкий, 9 – Камчатский, 10 – Озерной; 11–15 – хребты: 11 – Срединный, 12 – Кумрач, 13 – Тумрак, 14 – Валагинский, 15 – Ганальский; 16 – Центральная Камчатская депрессия; 17 – Козыревско-Быстринские поднятия; 18 – Авачинская бухта (г. Петропавловск-Камчатский); 19 – вулкан Ключевская сопка

В курильской части дуги от океана к континенту следуют глубоководный жёлоб, внешняя невулканическая дуга, внешний прогиб, внутренняя вулканическая дуга и тыловой прогиб, переходящий в краевое море. Жёлоб – неполностью компенсированный осадками асимметричный прогиб. На его склоне, примыкающем к дуге, выделяется аккреционный клин – линза осадочных пород, нарушенных складками и разнообразными разломами. Внешняя дуга – новейшее антиклинальное поднятие. Как и внешний прогиб, в некоторых поперечных сечениях дуги она отсутствует. Внутренняя дуга (вулканический пояс) – мощный перекомпенсированный прогиб, местами захватывающий склоны соседних поднятий и сложенный продуктами известково-щелочного вулканизма. Преобладают породы андезито-базальтового состава, но в некоторых крупных вулканах центрального типа есть и более кислые продукты извержений. Структуры островной дуги унаследованно развиваются с миоцена.

В продольном направлении Курилы разделяются на сегменты, расположенные эшелонированно друг относительно друга так, что каждый более северный сегмент оказывается восточнее предыдущего. Их разделяют поперечные зоны нарушений, выраженные

проливами между группами островов. Выявлены геодинамические и геохимические различия между сегментами. Так, по данным И.В. Мелекесцева, о-в Симушир, расположенный в центральной, наиболее «фемической» части Курил, поднимался в последние 300 тыс. лет быстрее, чем о-ва Кунашир и Парамушир, расположенные в более «сиалических» частях Курил соответственно на юго-западе и северо-востоке.

В новейшей структуре камчатской части островодужной системы выделяется три продольных сегмента (рис. 50): Южно-Камчатский до Авачинской бухты, Центральнo-Камчатский до пoва Камчатский и его северо-западного продолжения и Северо-Камчатский (Олюторский). Южно-Камчатский сегмент является структурным продолжением Курил. В его поперечном сечении выделяются глубоководный жёлоб, горст-антиклиналь Берегового хребта, вулканический пояс, небольшое поднятие гор Голынского и Детинка и тыловой прогиб, переходящий в дно Охотского моря.

Центральнo-Камчатский сегмент построен сложнее. В его поперечном сечении между глубоководным жёлобом и Охотским морем сменяют друг друга: зона поднятий Восточных полуостровов, прогиб Восточно-Камчатского вулканического пояса, зона поднятий Восточных хребтов, Центральная Камчатская депрессия, зона Козыревско-Быстринских поднятий, вулканический пояс и поднятие Срединного хребта, Западно-Камчатский тыловой прогиб. От более южных сегментов островной дуги Центральную Камчатку отличают две особенности. Во-первых, внешняя невулканическая дуга распадается на отдельные поднятия-полуострова, разделённые прогнутыми участками-заливами. Во-вторых, вулканическая дуга состоит из трёх кулисно-расположенных отрезков: Восточно-Камчатского пояса, вулканов на севере Центральной Камчатской депрессии (Ключевская группа, Харчинский, Шивелуч) и зоны Срединного хребта.

Прогибы и поднятия Центральной Камчатки близки по форме к грабенам и горстам, нередко асимметричным и даже односторонним. Восточный борт Центральной Камчатской депрессии представляет собой уступ, образованный сбросами – зону разломов Передового фаса. Он состоит из кулисно расположенных отрезков и местами имеет ступенчатое строение. Сбросы наклонены под углами 60–70°. Морена последнего оледенения смещена, по данным А.Е. Святловского, на 30 м. Смещение на склоне хребта Тумрак

достигает 400–500 м со второй половины среднего плейстоцена, а севернее амплитуда сброса доплиоценовых пород оценивается в 2–3 км. Сбросы обнаружены на границе Козыревско-Быстринских поднятий и Срединного хребта, а также восточнее Центральной Камчатской депрессии, в небольшой впадине на восточном склоне хребта Кумрач. Таким образом, Центральная Камчатская депрессия и соседние структуры развивались в условиях растяжения.

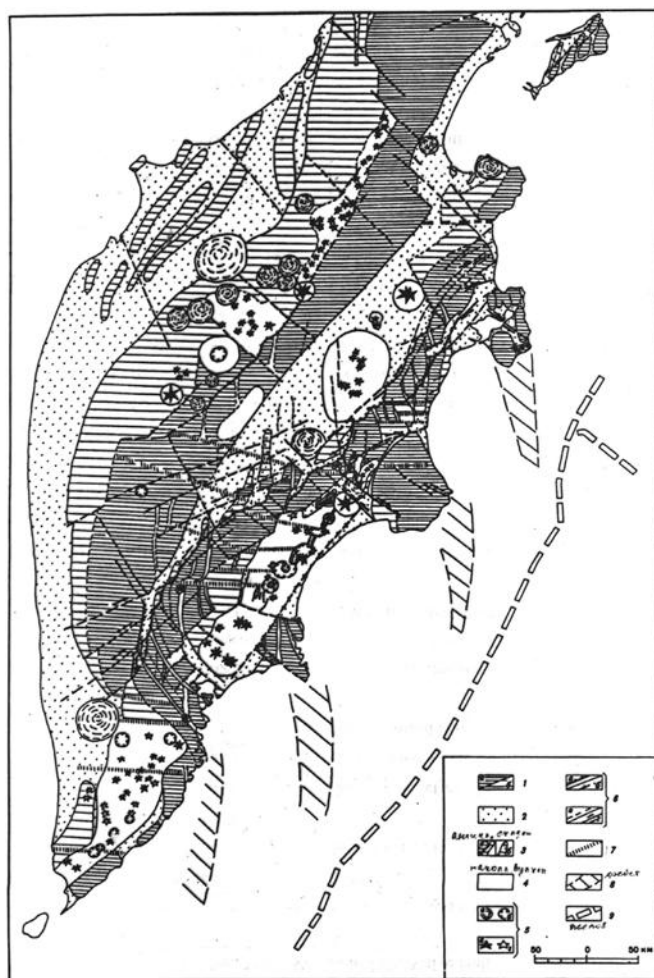


Рис. 50. Карта неотектоники Камчатки, по А.И. Кожурину

Цифры на рис. 50: 1 – области конэррозионного воздымания, высокоподнятые (а) и слабоподнятые (б); 2 – области аккумуляции рыхлого материала; 3 – конэррозионные (а) и конседиментационные (б) антиклинальные поднятия дочетвертичного основания в пределах областей 1 и 2; 4 – области накопления средне-позднечетвертичных вулканитов; 5 – центры вулканических извержений: а – щитообразные раннечетвертичные вулканы, б – средне-позднеплейстоценовые кальдеры, в, г – стратовулканы, позднеплейстоцен-голоценовые (в) и средне-позднеплейстоценовые (г); б – разломы: а, б – с выраженной в рельефе сбросовой компонентой смещений в сотни метров (а) и в метры и десятки метров (б), в – с неустановленным типом движений, г – со сдвиговой компонентой смещений; 7 – глубинные разломные зоны, плохо выраженные на поверхности; 8 – подводные хребты; 9 – оси Камчатского и Алеутского глубоководных желобов

Признаки растяжения обнаружены и в строении Восточно-Камчатского вулканического пояса. Эта депрессия заполнена продуктами извержений трёх типов вулканов: небольших центров ареального вулканизма, стратовулканов и сложно построенных центров с кальдерами. Стратовулканы и мелкие центры ареального вулканизма характеризуются базальтовыми и андезитовыми извержениями, а продукты кальдерообразующих центров имеют более разнообразный состав до кислого. Вдоль пояса протягивается система малоамплитудных сбросо-раздвигов с углами наклона 50–80°. В совокупности они образуют ступенчатый грабен. Стратовулканы и большинство центров ареального вулканизма не связаны со сбросо-раздвигами, тогда как кальдерообразующие центры располагаются цепочкой вдоль оси разломной зоны. Она построена эшелонированно (каждый более северный отрезок расположен восточнее предыдущего), и кальдеры находятся на сочленениях таких отрезков, будучи удалены одна от другой на 20–25 км. Связь кальдер с разломами доказывается и тем, что возраст и тех, и других омолаживается к северо-востоку. Для четвертичного вулканического пояса Срединного хребта характерны те же черты, но объём извергнутого материала там меньше, и известны всего два центра дифференцированных извержений с кальдерами.

Геодинамическая ситуация изменяется на северо-восточной границе Центрально-Камчатского сегмента. А.И. Кожурин отмечает локальную коллизию на стыке хр. Кумрач с Алеутской дугой (поддвиг последней под структуры хр. Кумрач). Далее к северо-востоку, в Олюторском сегменте, контрастность вертикальных

движений резко уменьшается. Не продолжаются в Северную Камчатку мантийная сейсмофокальная зона, глубоководный жёлоб и Восточно-Камчатский вулканический пояс, а пояса северной части Центральной Камчатской депрессии и Срединного хребта продолжают недалеко и единичными вулканами. Эти различия связаны с сочленением Курило-Камчатской дуги с Алеутской, окончанием которой являются Командорские о-ва и п-ов Камчатский.

Сегменты Камчатки разделены зонами нарушений северо-западного простирания. Такова зона кулисно расположенных линейных элементов с небольшими изменчивыми смещениями на границе Центральной и Северной Камчатки. На границе Южной и Центральной Камчатки выделяется Начихинская зона дислокаций, по которой изменяется расположение вулканических поясов этих сегментов.

Современный структурный план Камчатки формировался со второй половины среднего плейстоцена. С этого времени Камчатка испытывала общее поднятие со средней скоростью от 1 до 2.5 мм/год. Возрастала дифференциация структур, в результате которой разница высотного положения поверхности среднего плейстоцена на хребтах и во впадинах достигла 1.5 км, а быстрее всего поднимались восточные полуострова (до 5 мм/год на востоке п-ова Кроноцкий). Активизации предшествовала эпоха относительного тектонического затишья с базальтовыми извежениями. Существовавший до неё структурный план раннего плейстоцена и плиоцена в значительной мере совпадал со средне-позднеплейстоценовым и голоценовым. Два главных вулканических пояса, Восточно-Камчатский и Срединного хребта, были основной ареной раннеплейстоценового вулканизма. Вместе с тем, этот вулканизм был распространён шире, чем позднейший, и в Срединном хребте его следы прослеживаются на северо-восток до Камчатского перешейка. Что же касается плиоцена, то его следы обнажаются реже. Несмотря на скудость возрастных определений, можно полагать, что в плиоцене вулканизм занимал меньшие площади. Продолжала сказываться эпоха спада вулканической активности конца миоцена, характеризовавшаяся интенсивной складчатостью и поднятием с последующей эрозией и выравниванием поверхности.

Миоценовый вулканизм по химизму близок к плиоцен-четвертичному. В Южной Камчатке он происходил в прибрежно-морских условиях, что свидетельствует о более низком гипсометрическом положении этой части островной дуги, возможно, сход-

ном с современными Курилами. В Центральной Камчатке миоценовый вулканизм был субэвральным, но охватывал Срединный хребет, тогда как восточнее обнаружены лишь терригенные отложения. Высказывалось мнение, что последние слагают аккреционный клин, т.е. формировались на склоне жёлоба, который тогда располагался западнее, чем сейчас. Однако В.П. Зинкевич выделил в этой части Камчатки образования древней островной дуги, деформированной в конце мела – среднем палеогене. В таком случае упомянутый миоценовый прогиб был не частью жёлоба, а скорее внешнего прогиба между вулканическим поясом и невулканическим поднятием. Миоценовый вулканический пояс продолжался на северо-восток дальше плиоценового и четвертичного.

Описанные элементы новейшей структуры Камчатки представляют собой усложнённый вариант того же структурного парагенеза зоны субдукции, какой образует курильскую часть дуги. Однако А.И. Кожурин выделил на Камчатке также структуры второго парагенеза, характеризующего иное поле напряжений. Главным его выражением является правосдвиговая компонента смещений, отмеченная у многих разломов северо-восточного простирания Передового фаса Центральной Камчатской депрессии, хр. Курач и п-ова Камчатский. Нередко правосдвиговая компонента превосходит вертикальную, иногда на порядок, а скорость поздне-четвертичного сдвига достигает 10–15 мм/год. С правыми сдвигами и сбросо-сдвигами сопряжены левые сдвиги и сбросо-сдвиги северо-западного простирания, наиболее полно представленные на п-ове Камчатский. Ко второму парагенезу могут принадлежать и локальные сводовые поднятия и складчатые прогибы меридионального простирания в зоне Восточных хребтов.

Важнейший элемент глубинного строения Курило-Камчатской дуги – мантийная сейсмофокальная зона, наклонённая под дугу под углами 35–50°. В пределах зоны гипоцентры землетрясений распределены неравномерно. Большинство гипоцентров находится в верхней части зоны, на глубинах до 50 км, местами 70 км. Ниже отмечены скопления на глубинах около 350 км и 550–600 км. Между скоплениями гипоцентры малочисленны. Помимо главной сейсмофокальной зоны фиксируется второстепенная субгоризонтальная зона, где максимумы гипоцентров приурочены к глубинам до 20 км под Камчаткой и около 50 км под Курилами. Зона исчезает с приближением к вулканическому поясу.

Т.Уци предложил модель строения верхней мантии Северо-Восточной Японии, согласно которой наклонный слой, соответствующий сейсмофокальной зоне, отличается от океанического и островодужного блоков повышенными скоростями сейсмических волн на 4 % по сравнению с островодужным блоком и на 1 % по сравнению с океаническим. В российской части Курило-Камчатской дуги картина более изменчивая как внутри сейсмофокальной зоны, так и вне её. По данным И.П. Кузина, скорости в сейсмофокальной зоне повышены лишь на глубинах 60–120 км, а глубже они оказываются переходными между низкоскоростным островодужным и высокоскоростным океаническим блоками. С.А. Федотов и Л.Б. Славина отметили в верхах мантии до 50–70 км под восточной частью Центральной Камчатки пониженные до 7.6–7.8 км/с скорости продольных волн. Согласно С.А. Болдыреву, этот слой аномальной мантии залегает под вулканическим поясом непосредственно ниже земной коры, а к западу погружается под углом около 20°, достигая глубин 200–250 км под Охотским морем. Исходя из распределения плотностей, коррелируемых с сейсмическими данными, были выполнены расчёты напряжений в мантии. Реконструированные по распределению напряжений возможные перемещения в вязкой среде образуют конвективную ячейку с восходящим потоком под Охотским морем. В верхах мантии поток трансформируется в горизонтальные перемещения, растягивающие краевое море.

Земная кора Камчатки более «специализирована», чем кора Курил, отличаясь более низкими скоростями сейсмических волн и меньшей плотностью. Её можно считать корой континентального типа, хотя и сравнительно маломощной (~30 км). По данным С.Т. Балеста, под вулканическим поясом поверхность Мохоровичича, маркирующая подошву коры, размывается, замещаясь коромантийной переходной зоной со скоростями продольных волн 7.4–7.8 км/с. Эта зона, вероятно, связанная с частично расплавленными породами, особенно хорошо выражена под Авачинским вулканом и Ключевской группой вулканов. В последнем случае выделяется также локальный объём коры на глубинах 10–20 км, характеризующийся резко пониженными (до 5.3 км/с) скоростями продольных волн, повышенной электропроводностью и отрицательной гравитационной аномалией. По-видимому, он соответствует промежуточному магматическому очагу.

Итак, в строении и развитии Курило-Камчатской дуги выражены характерные черты зоны субдукции и, прежде всего, погружение холодной океанской литосферы под островную дугу вдоль мантийной сейсмофокальной зоны. Сейсмичность зоны падает на глубинах 60–160 км, где можно предположить частичное плавление погружающейся литосферы и, в частности, земной коры, подвижные компоненты которых, поднимаясь вверх, инициируют в мантийном клине островной дуги возникновение первичных магматических очагов, питающих вулканический пояс. Можно допустить также, что образование области магматических очагов связано не только с поступлениями из сейсмофокальной зоны, но и с латеральным перемещением компонент сорванной океанской коры вдоль границы кора-мантия, «загрязняющими» магмы первичных очагов корово-осадочным материалом [Трифонов, 1999]. Какова бы ни была доля участия каждого из указанных процессов в формировании линзы разуплотнённой мантии и коромантийной смеси магматических очагов, эта линза лишь частично переходит в продукты вулканических извержений. Значительная её часть участвует в конвективном течении мантийного вещества, приведшем, возможно, к образованию краевого моря.

В современной структуре Курило-Камчатской дуги её важнейшие элементы – глубинная сейсмофокальная зона, преддуговой жёлоб и вулканический пояс, ограничены на севере Алеутской островной дугой, которая развивалась унаследованно с конца мела – начала палеогена. Вместе с тем, такой надёжно выявляемый элемент Курило-Камчатской дуги, как вулканический пояс, распространялся в раннем плейстоцене, плиоцене и миоцене на северо-восток за пределы современной границы с Алеутской дугой, показывая тем самым, что окончание Курило-Камчатской дуги находилось тогда северо-восточнее. Это различие можно объяснить, допустив, что правосдвиговая зона Передового фаса, хр. Кумрач и п-ова Камчатский продолжалась на северо-восток и развивалась длительно. Если скорость сдвига была близка к современной (до 10–15 мм/год), 10 млн лет западный фланг Алеутской дуги мог находиться более чем на 100 км севернее, чем сейчас. По мере этого перемещения вулканический пояс Камчатки сокращался, но с некоторым запаздыванием из-за инерционности магматических систем.

В заключение обзора Курило-Камчатской островодужной системы остановимся на её роли как границы литосферных плит.

Традиционно границей Тихоокеанской плиты считается сейсмофокальная зона, выраженная на земной поверхности преддуговым жёлобом. Это мнение вполне согласуется с динамикой развития и глубинным строением зоны. Но при такой конкретизации границы Тихоокеанской плиты оказывается неопределённой граница Евразийской и Северо-Американской плит. Северо-западнее Охотского моря она выражена системой разломов хр. Черского, достигающей устья р. Лены и продолжающейся далее хребтом Гаккеля – зоной спрединга Северного Ледовитого океана. Однако на границе с Охотским морем система разломов хр. Черского обрывается и не находит продолжения в структурах Курило-Камчатской островодужной системы. Были предложены две модели, объясняющие эту тектоническую особенность. В первой модели между тремя большими плитами была выделена малая Охотоморская плита. Однако у неё нет повсеместной границы, что необходимо для обособления плиты, да и структура плиты оказалась тектонически неоднородной. Согласно второй модели, территория Охотского моря и Курило-Камчатская дуга были отнесены к Северо-Американской плите. Однако этому противоречат структурные связи островной дуги с Евразийской плитой, в частности, наличие северо-восточных правых сдвигов по обеим сторонам Охотского моря.

Более правильной следует признать модель А.И. Кожурина, согласно которой границей Тихоокеанской плиты является широкая зона деформаций, охватывающая всю Курило-Камчатскую островодужную систему [Kozhurin, 2004]. Анализируя северные и северо-западные обрамления Тихого океана, А.И. Кожурин показал, что они соответствуют дуге большого круга, т.е. области экватора при выбранном положении полюсов (рис. 51). В этой условно экваториальной области оказываются и соседние с Курило-Камчатской Алеутская и Японская островодужные системы. Обе они также являются пограничными зонами деформаций. В частности, неуместным представляется выделение Берингоморской малой плиты, которая соответствует Берингову морю и, подобно Охотоморской плите, не имеет полных структурных ограничений и демонстрирует структурные связи с Северо-Американской плитой.

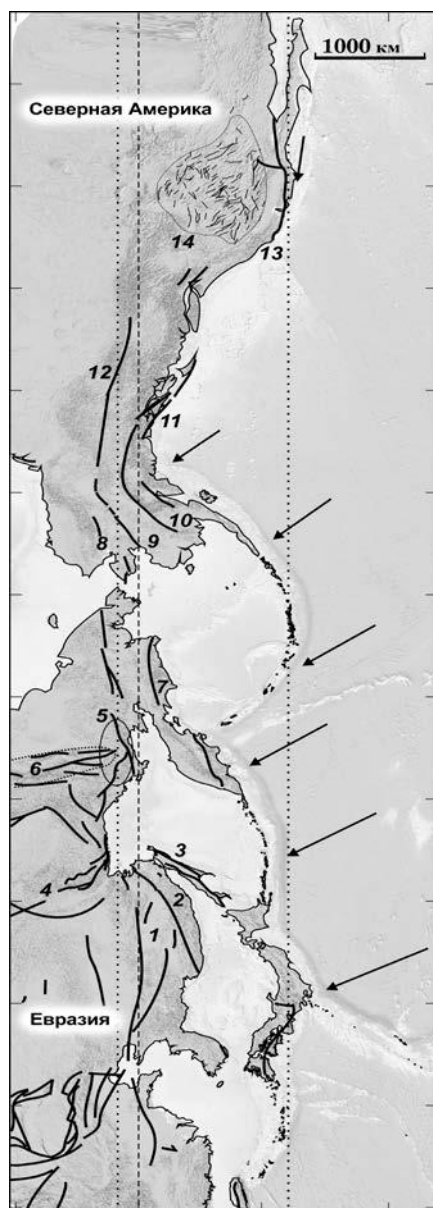


Рис. 51. Подвижный пояс северных обрамлений Тихого океана
[Kozhurin, 2004]

Точки на рис. 51 обозначают границы пояса, а пунктир – дугу большого круга. Сплошными линиями выделены зоны активных разломов преимущественно сдвигового типа. Крупнейшие из них: 1 – Танлу, 2 – Центральная Сихотэ-Алиньская, 3 – Восточно-Сахалинская, 4 – Станового нагорья, 5 – Ланково-Омолонская, 6 – Момско-Черская, 7 – Хатырско-Вывенская, 8 – Кобук, 9 – Калтаг, 10 – Тотчунда, 11 – Фэавезер – Королевы Шарлотты, 12 – Денали, 13 – Сан-Андреас. 14 – Провинция Бассейнов и Хребтов

3.2.2. Сравнительный анализ островных дуг и активных континентальных окраин

Важным систематическим признаком островных дуг и активных континентальных окраин является строение глубинной сейсмофокальной зоны. Она всегда наклонена в сторону дуги или континента, но наклон и его изменения различны. По этому признаку выделяются дуги курило-камчатского и индонезийского типов. В курило-камчатском типе наклон зоны более или менее выдержан на всю глубину зоны, но может различаться от места к месту. В Курило-Камчатской дуге он варьирует от 35° до 50° , а в Марианской и Соломоновой дугах превышает 70° . Возможно, это зависит от состава островной дуги. В Марианской и Соломоновой дугах кора более мафическая, чем в Курило-Камчатской и Японской, где сейсмофокальная зона наклонена положе. С составом коры дуги и наклоном сейсмофокальной зоны связана высота её подъёма над уровнем моря. У дуг Идзу-Марианской, Соломоновой, Бисмарка, Новобританской, Кермадекской высота меньше, чем у дуг Курило-Камчатской и Японской. Скопления гипоцентров землетрясений на глубинах до 60 км, около 300 км и 600–650 км и уменьшение их количества на промежуточных глубинах, выявленные в сейсмофокальной зоне Курило-Камчатской дуги, характерны и для других островных дуг, например, Японской и Малоантильской. Вероятно, они отражают изменения физических свойств вещества верхней мантии, связанные с минеральными преобразованиями.

Андамано-Индонезийскую дугу характеризуют те же структурные элементы и такой же вулканизм, что и в Курило-Камчатской дуге, но иное строение сейсмофокальной зоны. Она очень пологая (до 10°), местами почти горизонтальная в приповерхностной части, а затем круто погружается под вулканической дугой (рис. 52).

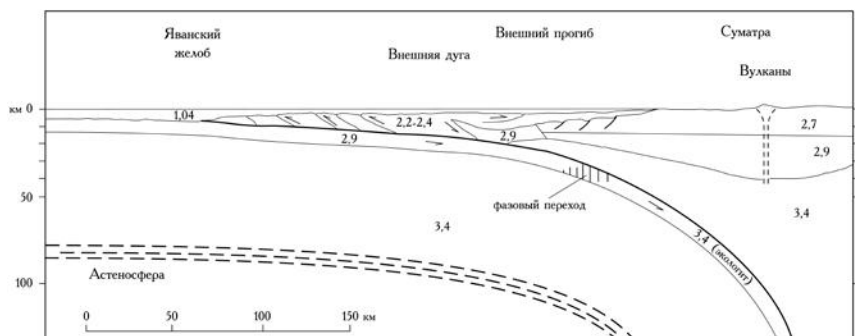


Рис. 52. Геофизический разрез Андамено-Индонезийской островной дуги через Яванский жёлоб и Юго-Восточную Суматру, по У. Хамильтону. Плотности указаны в г/см³

Значительная ширина аллохтонного выступа внешней части дуги благоприятствует возникновению в его тылу, т.е. вблизи вулканической дуги, пологих глубинных надвигов, наклонённых от вулканического пояса. Такие надвиги широко представлены, по данным У. Хамильтона, в эродированном палеоаналоге индонезийского типа – ларамийской структуре Большого Бассейна и Скалистых гор США. Пологая часть сейсмофокальной зоны и тыловые надвиги обособляют коровый слой, способствуя её срыву и обеспечивая большую ширину области интенсивного структурообразования.

Активные континентальные окраины сходны с островными дугами наличием преддугового жёлоба, глубинной сейсмофокальной зоны, вулканического пояса, но отличаются от них отсутствием краевого моря, место которого занимают структуры континента. В определённой мере такой окраиной можно считать северную часть Курило-Камчатской дуги, поскольку Охотское море там мелководно и характеризуется континентальным типом строения земной коры. Однако наиболее ярким представителем этого типа структур являются Анды Южной Америки. Наклон сейсмофокальной зоны различен в разных частях Анд, варьируя от 20° до 35°. Интенсивность вулканизма возрастает с увеличением наклона зоны. Режим субдукции в Андах существует с мезозоя и продолжается до сих пор. Субдукция океанских плит Восточной Пацифики под краевые структуры континента сопровождается коллизией этих структур с Южно-Американской плитой, что обусловило поднятие

и возникновение горного рельефа. Т.В. Романюк [2009], обобщившая данные по Центральным Андам, показала, что возникновение субаэральных деформационных поднятий началось в конце олигоцена (~27 млн лет назад) и было связано, по её мнению, с ослаблением континентальной литосферы под воздействием глубинных флюидов из пологого субдущуемого слэба или его продолжения в переходном слое мантии. В миоцене эти деформации дополнились коровыми надвигами и расслоением, приведшим к значительному утолщению коры. Поднятие усилилось в позднем миоцене, когда утолщение коры превысило предельно допустимые значения (сейчас она имеет мощность 65–75 км), и её нижняя часть экзогенизировалась и погрузилась. При этом наибольшее по величине поднятие плато Альтиплано-Пуна и Восточных Кордильер (≥ 2 км) происходило при минимальном латеральном укорочении.

3.2.3. Продольные сдвиги по периферии Тихого океана

Завершая сравнительный анализ субдукционных структур, развитых преимущественно по периферии Тихого океана, остановимся на одной общей тектонической особенности этого региона, не связанной с субдукцией. Речь пойдёт о продольной относительно окраины Тихоокеанской плиты системе позднекайнозойских правых сдвигов, сохраняющих современную активность (рис. 53, см. рис. 51). К ней относятся крупные разломы запада Северной Америки: Сан-Андреас, Феавезер – Королевы Шарлотты, Тотчунда, Денали–Калтаг, Кобук. Правый сдвиг Сан-Андреас возник на месте субдукционных структур, развитие которых завершилось в ларамийскую эпоху (граница мела и палеогена), а более северных сдвигов – на месте подобных структур, развивавшихся в кайнозое. Например, в Каскадных горах вулканизм островодужного типа был интенсивным в плиоцене и продолжался в плейстоцене. При этом сдвиги Тотчунда и Денали–Калтаг изменяют простирание от северо-западного, параллельного структурам Северной Америки, до параллельного Алеутской дуге, сохраняя правое смещение.

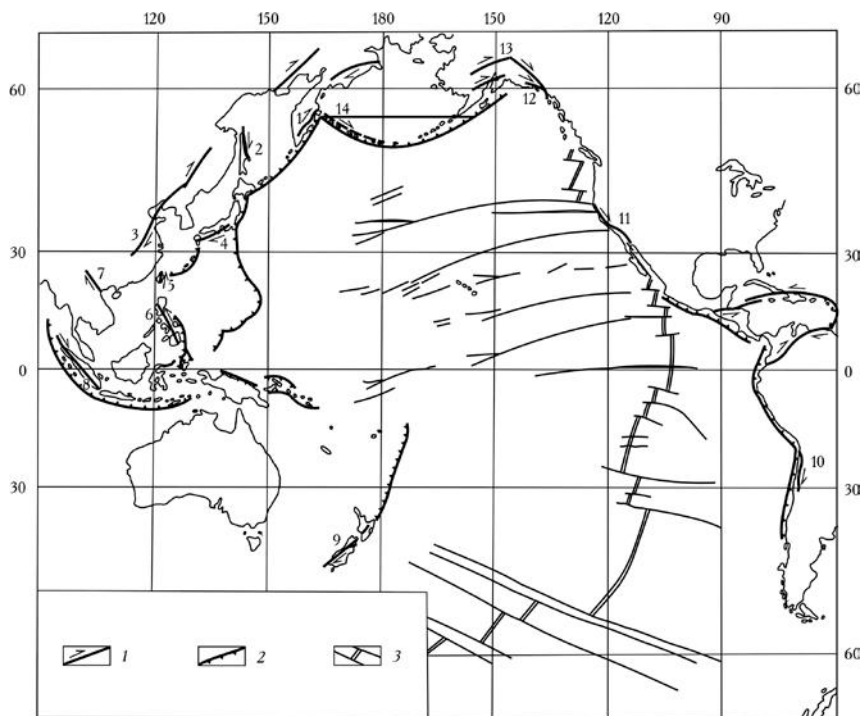


Рис. 53. Главные активные сдвиги вокруг Тихого океана (по А.И. Кожурину)

1 – сдвиги; 2 – зоны субдукции; 3 – рифтовые и трансформные разломы в океане. Разломы: 1 – Передовой фас Центральной Камчатки, 2 – Восточно-Сахалинская зона, 3 – Танлу, 4 – Срединная линия Японии, 5 – Восточный продольный разлом Тайваня, 6 – Филиппинский, 7 – Красной реки, 8 – Суматры, 9 – Альпийский, 10 – Атакамский, 11 – Сан-Андреас, 12 – Феавеза, 13 – Денали, 14 – тыловой шов командорского сегмента Алеутской островной дуги

Западнее правые сдвиги северо-восточного простираения выявлены А.И. Кожуриным в Хатырско-Вывенской зоне (на северо-восточном простираении Камчатки) и в Камчатской части Курило-Камчатской дуги (см. параграф 3.2.1). Известны правые сдвиги того же северо-восточного простираения на северо-западном побережье Охотского моря – в Ланково-Омолонской зоне и юго-западнее. Правосдвиговые деформации в Алеутской, Курило-Камчатской и Японской островодужных системах проявляются, согласно

А.И. Кожуруну, также в асимметрии рисунка этих дуг: изгиб их «левых» частей (западной для Алеутской дуги и юго-западной для Курило-Камчатской и Японской) круче изгиба противоположной части. К той же сдвиговой системе принадлежат субмеридиональные правые сдвиги Сахалина и сдвиги Срединной линии Японии. В Новой Зеландии описаны Альпийский правый сдвиг и продолжающие его сдвиги Северного острова.

На западном обрамлении Тихого океана известны также продольные к островодужным структурам активные левые сдвиги – на Филиппинах (о-ва Лусон, Масбат, Леуте и Минданао) и по Главному продольному разлому Тайваня. Эти сдвиги являются, однако, принадлежностью островодужных систем, обособленных от Тихого океана Идзу-Марианской дугой, и не могут рассматриваться как структуры непосредственного обрамления Тихоокеанской плиты.

Правые сдвиги вокруг Тихого океана изменяют простираение, будучи примерно параллельными структурам обрамления Тихоокеанской плиты. Они обнаруживаются на островных дугах и активных окраинах с континентальным типом коры. Сопоставление сдвигов, наблюдаемых на земной поверхности в Новой Зеландии и юго-западной Японии, с геофизическими данными, положением гипоцентров и механизмами очагов землетрясений показывает, что сдвиги нарушают лишь верхнекоровый слой мощностью до 15–20 км и сменяются глубже иными структурами, развивающимися в другом поле напряжений. При переходе зоны активных нарушений из области с развитым гранитно-метаморфическим слоем в область с субокеанической корой изменяется и характер движений. Так, на продолжении правых сдвигов Новой Зеландии в островной дуге Тонго–Кермадек сдвиг сменяются пододвиганием с подчинённой сдвиговой компонентой.

Таким образом, правые сдвиги обрамления Тихого океана и сопряжённые с ними разломы являются образованиями континентальной коры и развиваются автономно как от более глубинных структур литосферы, так и от соседних областей с океанической и субокеанической корой. Вместе с тем, сдвиги обнаруживают связь со структурами более внутренних частей континентов. Очевидно, они являются элементами структуры континентов, связаны с ними кинематически и дискордантны по отношению к структурам взаимодействия Тихоокеанской плиты и её обрамления.

3.3. Альпийско-Гималайский коллизионный пояс

Под названием Альпийско-Гималайского пояса объединяют широкую область новейших деформаций, протягивающуюся от Пиренеев и окружающих Гибралтар Бетских Кордильер и Эр-Рифа до Индокитая и Андаман-Индонезийской дуги. В неотектоническом развитии юго-восточной части пояса, отделённой этой дугой от Индийского океана и островными дугами восточного обрамления Пацифики от Тихоокеанской плиты, решающую роль играют процессы субдукции, рассмотренные в предыдущем разделе. К новейшим коллизионным структурам принадлежит более северо-западная часть пояса и, прежде всего, его горная часть, расположенная между Карпатами и Эгейским морем на западе и восточными обрамлениями Тибета и Гималаев на востоке (рис. 54). Описание этой центральной части Альпийско-Гималайского пояса начнём с его геологической структуры, сложившейся к началу неотектонического этапа развития пояса.

В орогеническом поясе доминирует продольная тектоническая зональность, при которой возраст становления континентальной коры последовательно омолаживается к югу и юго-западу. Это определялось эволюцией океана Тетис, существовавшего до образования орогенического пояса и разделявшего фрагменты распадавшегося южного континента Гондвана и северных плит, обрамлённых палеозойскими складчатыми сооружениями.

В течение всей истории Тетиса на его юго-западной (в современных координатах) гондванской пассивной окраине, которая имела докембрийский возраст фундамента, происходил рифтинг, перераставший в спрединг. Отчленявшиеся от Гондваны континентальные фрагменты перемещались на северо-восток, где океанская литосфера Тетиса субдуцировала под островные дуги или активные окраины северных плит. Неоднократное повторение этого процесса в виде образования Палео-, Мезо- и Неотетиса привело к последовательному причленению к северным плитам все новых микроплит – фрагментов Гондваны, разделенных сутурами, аккреционными клиньями и проявлениями синсубдукционного и синколлизионного магматизма и метаморфизма соответствующих стадий развития Тетиса. Слабопереработанные фрагменты (срединные массивы) сохраняли близкий к платформенному режим развития.

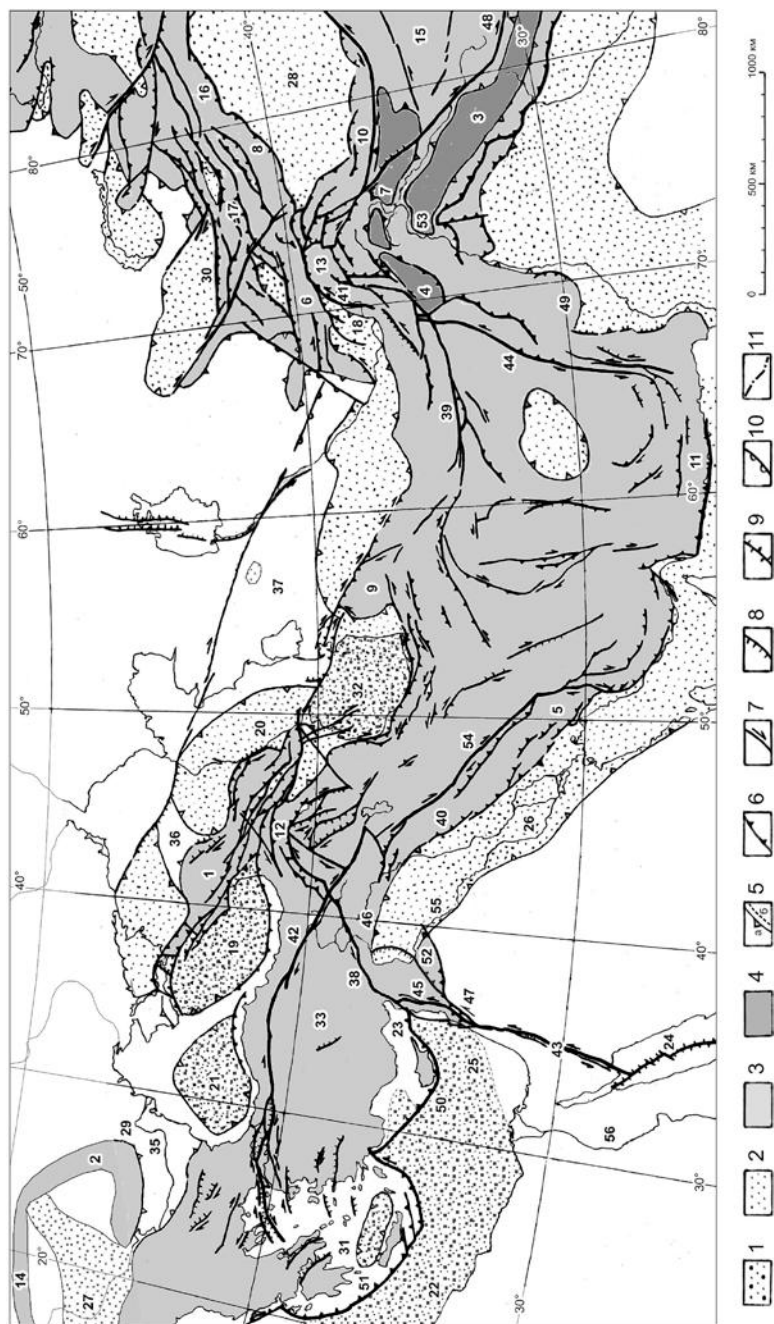


Рис. 54. Схематичная карта плиоцен-четвертичных структур Альпийско-Гималайского орогенического пояса от Восточного Средиземноморья до Центральной Азии

Цифры на рис. 54: 1–2 – впадины: 1 – с субокеанической корой, 2 – области устойчивого прогибания на континентальной коре; 3 – Таримская поднятая впадина; 4 – горные системы, на рис. 3–5 – низко- и среднегорные возвышенности (не выше 1,5 км); 6 – высочайшие горные сооружения; 7 – границы гор и межгорных впадин: а – на рис. 54, б – на рис. 91–93; 6–10 – разломы (на рис. 54 крупнейшие плиоцен-четвертичные разломы выделены утолщенными линиями): 6 – надвиг или взброс, 7 – сдвиг, 8 – сброс, 9 – раздвиг, 10 – флексура; 11 – линия Торнквиста (на рис. 91–93) и Пальмиро-Апшеронский линеймент (на рис. 93).

Цифры на карте. *Горные системы*: 1 – Большой Кавказ, 2 – Восточные Карпаты, 3 – Гималаи, 4 – Гиндукуш, 5 – Загрос, 6 – Западный Тянь-Шань, 7 – Каракорум, 8 – Кокшаал, 9 – Копетдаг, 10 – Куьлунь, 11 – Макран, 12 – Малый Кавказ, 13 – Памир, 14 – Северные Карпаты, 15 – Тибет, 16 – Хан-Тенгри, 17 – Центральный и Восточный Тянь-Шань. *Впадины*: 18 – Афгано-Таджикская депрессия, 19 – Восточно-Черноморская впадина, 20 – Дербентский прогиб, 21 – Западно-Черноморская впадина, 22 – Ионическая впадина, 23 – Киликия–Адана (прогиб), 24 – Красное море (рифт), 25 – Левантинская впадина, 26 – Месопотамский прогиб, 27 – Паннонская впадина, 28 – Таримская впадина (микроплита), 29 – Фокшанская впадина (часть Предкарпатского прогиба), 30 – Чуйская впадина (Предтяньшанская), 31 – Эгейское море, 32 – Южно-Каспийская впадина. *Платформы*: 33 – Анатолийская, 34 – Аравийская, 35 – Мизийская, 36 – Скифская, 37 – Туранская. *Разломы и зоны разломов*: 38 – Восточно-Анатолийская зона, 39 – Гератская зона, 40 – Главный современный разлом Загроса, 41 – Дарвазский, 42 – Северо-Анатолийская зона, 43 – Трансформа Мёртвого моря (Левантская зона), 44 – Чаманский, 45 – Эль Габ, 46 – Южно-Таврская зона, 47 – Яммуне. *Тектонические зоны*: 48 – Инда–Цангпо, 49 – Кветты, 50 – Кипрская дуга, 51 – Крито–Эллинская дуга, 52 – Пальмириды, 53 – Пенджабский синтаксис, 54 – Санандадж–Сирджанская. *Реки*: 55 – Евфрат, 56 – Нил

Процесс прослеживается с начала распада Пангеи в карбоне и более отчетливо в мезокайнозойе, когда северные плиты слились в единую Евразийскую плиту.

В современных очертаниях большая часть орогенического пояса образована разновозрастными тектоническими зонами северной активной окраины Неотетиса, тогда как на его южной пассивной окраине находятся немногие горные сооружения, крупнейшие из которых – Гималаи и Загрос. Горы северного края пояса (Большой Кавказ, Копетдаг, Тянь-Шань, Северный Афганистан, Северный Памир, Куьлунь и Северный Тибет) возникли на палео-

зоидах, участие которых в строении пояса уменьшается к западу. Так, северная часть Тянь-Шаня каледонская, а южная – герцинская, тогда как западнее в состав пояса вошла лишь часть герцинид, а их северные продолжения образовали фундамент Туранской и Скифской эпипалеозойских платформ и герцинид Центральной Европы. Южнее выделяются сутуры и другие структурные индикаторы разных стадий развития Мезотетиса и, на крайнем юге, Неотетиса. На активной окраине выявлены следы задуговых прогибов, частично наследовавших реликты более ранних тетических бассейнов, а частично наложенных на иные структурные элементы. При неоднократном закрытии бассейнов с океанской и субокеанской корой в литосфере пояса сохранились реликты океанской коры, фиксируемые в виде высокоскоростных объемов на разных уровнях литосферы и проявляющиеся в ксенолитах изверженных пород.

Поскольку с позднего палеозоя до палеогена Тетис представлял собой вытянутый на северо-запад и сужавшийся в этом направлении залив Пацифики, горизонтальные перемещения при его закрытии и формировании орогенического пояса в целом возрастали к востоку. Эта тенденция проявилась и в позднем кайнозое в возрастании амплитуд латеральных смещений с запада на восток как в аналогичных структурах (например, в больших амплитудах сдвига на западном фланге Индийской плиты по сравнению с западным флангом Аравийской плиты), так и в масштабах сегментов пояса, укоротившихся в поперечном направлении на разную величину.

Отмеченное изменение строения и развития пояса вдоль его простирания происходит скачками, и в нём важную роль играют крупные поперечные зоны разломов. К их числу относится пояс нарушений, начинающийся от срединного хребта (зоны спрединга) Индийского океана разломом Оуэн, который на севере через кулисный ряд разломов подставляется Чаманской зоной разломов на западном обрамлении Индийской платформы и далее Дарвазским разломом на западном фланге Памира. На северном простирании последнего находится западное окончание горного сооружения Тянь-Шаня. Другая подобная система образована Левантской зоной разломов, иначе называемой Трансформой Мёртвого моря и продолжающейся на северо-восток Восточно-Анатолийской зоной разломов. Поперечная делимость центральной части Альпийско-Гималайского пояса позволяет обособить в её пределах два крупных сегмента. К восточному сегменту относится Памиро-Гималайский

регион и структуры Центральной Азии, а к западному – Аравийско-Кавказский регион с примыкающими структурами Ирана и Анатолии.

3.3.1. Тянь-Шань-Памиро-Гималайский регион и Центральная Азия

На северном фланге рассматриваемого сегмента Альпийско-Гималайского коллизионного пояса находится новейшее горное сооружение Тянь-Шаня. Простирающаяся на северо-запад зона Таласо-Ферганского разлома, обрамлённая Таласским и Ферганским хребтами, отделяет Западный Тянь-Шань от Центрального. Восточным Тянь-Шанем называют его китайскую часть, сходную с центральной и сужающуюся на востоке. Южнее расположены внутренние зоны пояса. На меридиане Памира они почти смыкаются с Тянь-Шанем, образуя в плане крутую выпуклую к северу дугу, называемую Памирским синтаксисом. Эта крутая дуга огибает и надстраивает к северу другую, несколько более пологую дугу (Пенджабский синтаксис), образованную горными системами Гиндукуша, Каракорума и Северо-Западных Гималаев, огибающими северный выступ докембрийской Индийской платформы, которая представляет собой крупный фрагмент Гондваны. Иногда оба синтаксиса объединяют под названием Памиро-Пенджабского синтаксиса (рис. 55). К западу и востоку от Памирского синтаксиса внутренние зоны пояса отступают от Тянь-Шаня, и между ними находятся крупные впадины. На западе это Афгано-Таджикская депрессия, а на востоке – Таримская впадина, или микроплита.

Южнее Таримской впадины расположены хребты Куньлуня, Тибетское нагорье и Гималаи, отделённые от Индийской платформы Предгималайским передовым прогибом.

3.3.1.1. Активные разломы

Коллизионные взаимодействия в регионе наиболее полно отражены в позднечетвертичных смещениях по активным разломам [Трифонов и др., 2002]. Крупнейшие зоны разломов группируются вдоль границ хребтов и межгорных впадин (рис. 56). На западном фланге Памиро-Пенджабского синтаксиса выявлены левосдвиговые смещения, наиболее полные сведения о которых получены для Дарвазского сегмента Дарваз-Алайской зоны.

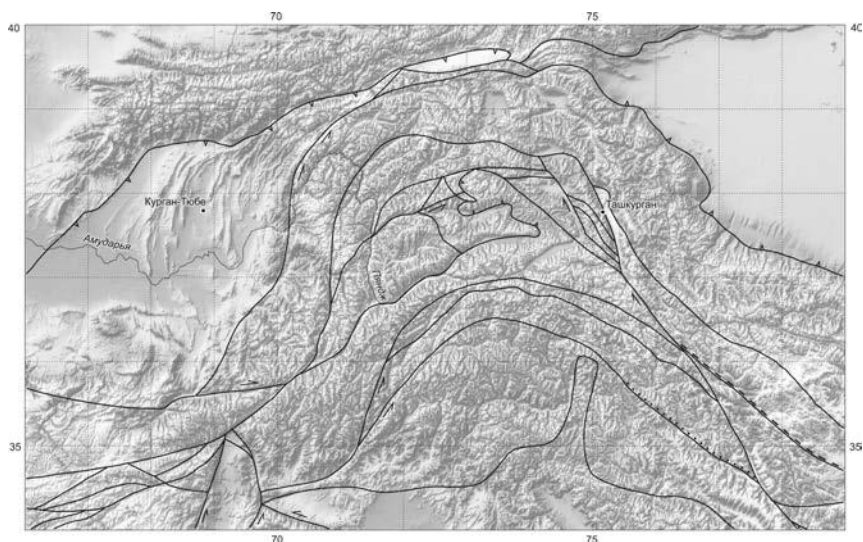


Рис. 55. Орографическая карта Памиро-Каракорумского региона и его окружения с нанесенными контурами тектонических зон, обозначенных на рис. 62 [Иванова, Трифионов, 2005]

Здесь скорость голоценового сдвига – 15–16 мм/год. Близкие скорости сдвиговых перемещений выявлены для Чаманского разлома. По зоне разломов, кулисно подставляющих Чаманский сдвиг на юго-востоке, суммарная скорость позднечетвертичного сдвига близка к 8 мм/год. На северном фланге синтаксиса Дарваз-Алайская зона отгибается к востоку и теряет сдвиговую компоненту смещений, которые становятся надвиговыми. По южной ветви зоны скорость голоценового надвигания определена А.А. Никоновым в 7 мм/год, а по северной – 2.4–5 мм/год. Вдоль северо-восточного фланга синтаксиса прослежен Памиро-Каракорумский правый сдвиг, простирающийся на СЗ–ЮВ. Скорость послеледникового сдвига определена в 27–35 мм/год. К северо-западу она убывает до 15–20 мм/год. Отчасти это связано с перемещениями по оперяющим сдвигам. По одному из них, Карасуйскому на востоке Памира, скорость сдвига составляет 1 мм/год. Юго-восточнее Памиро-Каракорумского сдвига, вдоль южного склона Гималаев протягиваются Пограничная и Фронтальная надвиговые зоны, сопряжённые с молодыми складками предгорного прогиба. К.С. Валдия

оценивает скорость меридионального укорочения в зоне Фронтального надвига в 10–15 мм/год, Пограничного разлома – 5–7 мм/год и по частично активизированному Центральному надвигу Гималаев – до 3 мм/год. По мнению К.С. Валдия, эти надвиги сливаются на глубине в единую зону срыва, уходящую под Гималаи.

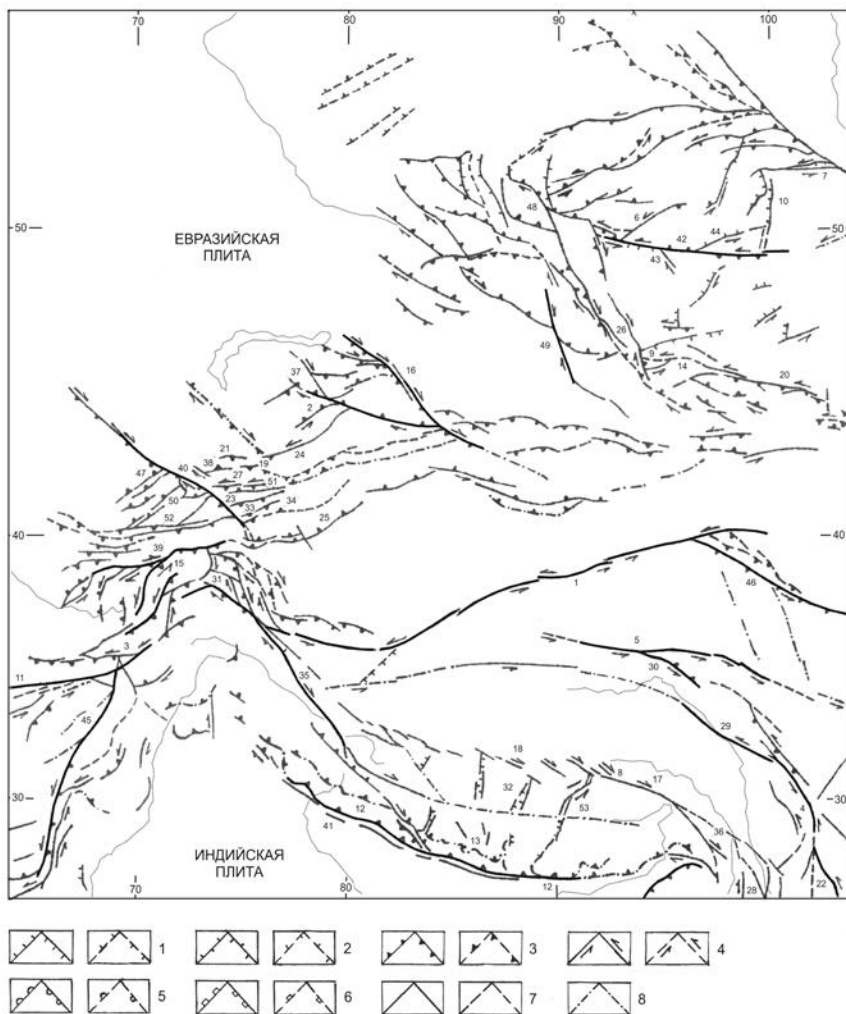


Рис. 56. Активные разломы Памиро-Гималайского региона и Центральной Азии [Трифонов, Караханян, 2008]

Цифры на рис. 56: 1–7 – морфокинематические типы активных в позднем плейстоцене и голоцене разломов (слева достоверных, справа предполагаемых): 1 – сбросы, 2 – раздвиги, 3 – надвиги и взбросы, 4 – сдвиги, 5 – флексуры, 6 – поверхностное продолжение зон субдукции, 7 – разломы с неизвестным типом смещения; 8 – разломы, активные в среднем плейстоцене с предполагаемыми фрагментарными проявлениями активности в позднем плейстоцене и голоцене (разделены на те же морфокинематические типы, что и 1–6). Главные разломы выделены утолщёнными линиями. Цифры на карте (р. – разлом, з.р. – зона разломов): 1 – Алтынтагский р., 2 – Алтынэмельский р., 3 – Андарабский (Чоормак-Андарабский) р., 4 – Аннинг р., 5 – Арнимакинг (Ксидатан-Туосиоху-Маку) з.р., 6 – Ахирулинский р., 7 – Байкало-Мондинская и Тункинская з.р., 8 – Бенг-Ко з.р., 9 – Бидж р., 10 – Восточного борта Хубсугульской впадины з.р., 11 – Гератская з.р., 12 – Главный Пограничный р. Гималаев, 13 – Главный Центральный надвиг Гималаев, 14 – Гоби-Алтайская з.р., 15 – Дарваз-Алайская з.р., 16 – Джунгарский р., 17 – Дзяли р., 18 – Джяринг-Ко р., 19 – Акчопский р. и Южно-Кочкорский р., 20 – Долиноозёрский р., 21 – Иссыкатынский р., 22 – Земухе р. и Ксиангджиян р., 23 – Кажыртинский р., 24 – Кеминский (Чон-Кеминский) р., 25 – Кепинг з.р., 26 – Кобдинский р., 27 – Минкуш-Кёкёмеренская з.р., 28 – Красной реки р., 29 – Ксианшухе р., 30 – Куньлуньского перевала р., 31 – Карасуйский р., 32 – Кунг-Ко з.р., 33 – Нарынский (Центрально-Нарынский) р., 34 – Ойнакджарский р., 35 – Памиро-Каракорумский (Каракорумский) р., 36 – Пограничный р. гор Кангшан, 37 – Салдатсайский (Западно-Джунгарский) р., 38 – Северо-Сусамырский р., 39 – Сурхоб-Илякская з.р., 40 – Таласо-Ферганский р., 41 – Фронтальная з.р. Гималаев, 42 – Хангайская з.р., 43 – Хан-Хухийнский р., 44 – Цэцэрлэгский р., 45 – Чаманский (Мукур-Чаманский) р., 46 – Чангма-Килианский р., 47 – Чаткальский р., 48 – Шапшальский р., 49 – Эртайский р., 50 – Южно-Атойнокский р., 51 – Южно-Сонкульский р., 52 – Южно-Наукатский р., 53 – Ядонг-Гулу з.р.

Активные разломы обнаружены как внутри Памиро-Пенджабского синтаксиса, так и на его обрамлениях. Вдоль Южно-Тибета в широтном направлении протягивается кулисный ряд правых сдвигов северо-западного простирания – Джяринг-Ко, Бенг-Ко, Дзяли, Пограничный разлом гор Кангшан и др. Скорость голоценового сдвига по разломам ряда достигает 10–15 мм/год. Этот ряд связывает юго-восточное окончание Памиро-Каракорумского сдвига с правым сдвигом Красной реки, который протягивается из Юньнана во Вьетнам. Установленные за разные

временные интервалы скорости сдвига – 2–8 мм/год. По геодезическим данным, скорость сдвига достигает 10–11 мм/год при вертикальной компоненте движений до 0.75 мм/год. Другим продолжением кулисного ряда может быть крупный меридиональный правый сдвиг Сагаинг в тылу складчатого Бирманского сегмента северной части Андамено-Индонезийской дуги. Активный западный край сегмента обозначен надвигом Индо-Бирманского хребта.

Между южно-тибетским рядом правых сдвигов и надвигами южного склона Гималаев обнаружено несколько активных сбросов и грабенов, простирающихся на ЮЮЗ–ССВ. Скорость вертикальных движений в грабене Ядонг-Гулу измеряется миллиметрами в год. Севернее южно-тибетского ряда правых сдвигов, в Тибете и Куньлуне, доминируют субширотные левые сдвиги [Ding Guoyu, 1984]. Крупнейший Алтынтагский (Алтунский) разлом протягивается более чем на 2000 км на ВСВ вдоль северного фланга Куньлуна и Цайдама. В его центральной части скорость позднечетвертичного сдвига – 9–10 мм/год, а сдвига с начала среднего плейстоцена – 6 мм/год. Юго-восточнее оз. Лобнор определены разные значения скоростей: 3.2 мм/год за голоцен, 5.6–7 мм/год за голоцен и поздний плейстоцен, 8.8 мм/год с середины среднего плейстоцена и 9.4 мм/год с начала среднего плейстоцена. Южнее, между Цайдамом и Тибетом, протягивается на 1100 км разлом Арнимакинг (Ксидатан-Маку) со средней скоростью сдвига от 1 до 10 мм/год.

На восточном обрамлении Тибета и Цайдама разломы с существенно левосдвиговыми смещениями приобретают юго-восточное, а на юге, в Северном Юньнани, южное направление. От восточной части Алтынтагской зоны на юго-восток ответвляется Чангма-Килианский разлом со скоростью сдвига 4–6.5 мм/год при скорости вертикальной компоненты смещений 1–1.4 мм/год. Южнее находится разлом Тайлузи (Северного фронта гор Кинлинг) со средней скоростью четвертичного сдвига 1.3 мм/год при подчинённом поднятии южного крыла. Зону Арнимакинг оперяет с юга разлом Куньлунского перевала со средней скоростью левого сдвига около 1 мм/год и меньшей сбросовой компонентой смещений (опущено юго-западное крыло). Далее к югу расположена зона разлома Ксианшухе протяжённостью 800 км. В его центральном сегменте, круто наклонённом на северо-восток, скорость сдвига за поздний плейстоцен и голоцен варьирует от 2.5–3 до 15 мм/год, а за голоцен – от 10 до 20 мм/год при соотношении сдвиговой и верти-

кальной составляющих движения 3–5 /1. Скорость современного сдвига, подсчитанная суммированием сейсмических моментов землетрясений – 5–6 мм/год, а измеренная геодезически – 6–7.9 мм/год. На юго-восточном окончании зона Ксианшухе отклоняется к югу и переходит в меридиональный разлом Аннинг со скоростью современного сдвига чуть меньше 2 мм/год. Разлом Аннинг продолжается к югу разломами Земухе и Ксиаоджианг. Скорость сдвига по ним определена разными методами в пределах 5–9 мм/год.

Непосредственно к западу от Памиро-Пенджабского синтаксиса доминирующую роль играют субширотные активные зоны. Такова Сурхоб-Илякская зона правых сдвига-надвигов на границе Памира и Афгано-Таджикской депрессии с Тянь-Шанем. По результатам многолетних геодезических наблюдений А.К. Певнева, Т.В. Гусевой и др. в зоне Сурхобского разлома определены воздымание южного крыла со скоростями до 15 мм/год и сближение крыльев со скоростью 20 мм/год. Вместе с тем, вдоль Сурхоб-Илякской зоны выявлена правосдвиговая деформация со скоростью около 20 мм/год. К юго-западу скорость надвигания уменьшается до 10 мм/год. По одному из разломов зоны возле г. Яван обнаружен позднечетвертичный правый сдвиг со скоростью 1.5–3 мм/год. Южнее Афгано-Таджикской депрессии выделены Чормак-Андарабская и Гератская зоны молодых правых взбросо-сдвигов.

В Тянь-Шане выявлены активные надвиги и взбросы, простирающиеся широтно или на ВСВ вдоль хребтов и межгорных впадин. Их рассекают в северо-западном направлении разломы с преимущественно правосдвиговыми смещениями. Крупнейший из них Таласо-Ферганский правый сдвиг протягивается на 900 км. На протяжении 400 км он пересекает горное сооружение Тянь-Шаня (рис. 57), и здесь молодые смещения максимальны, причём их величина зависит от длительности перемещения соответствующих образований. Общее сдвиговое смещение крупнейших четвертичных орогидрографических элементов за 1.8 млн лет составляет 10–12 км. Выявлены смещения троговых долин и отложений двух последних оледенений, а также мелких форм рельефа, возникших в голоцене (рис. 58).

Нижний и верхний пределы возраста смещений голоценовых долин определялись, главным образом, радиоуглеродным методом. Нижний предел соответствовал возрасту самых молодых смещённых отложений, а верхний – возрасту нижних отложений в мелких

приразломных впадинах, возникших в результате подпруживания водотока сдвиговым перемещением или синхронной сдвигу вертикальной подвижкой по разлому. Установленные таким путём скорости сдвига различны в разных сегментах зоны разлома (I–VI с юго-востока на северо-запад, таблица 2). Они возрастают в северо-западном направлении из-за того, что на юго-востоке часть сдвига переходит в надвигание по продольным разломам Центрального Тянь-Шаня. На северо-западе скорость сдвига резко падает, переходя в смещения по сопряжённым разломам западного фланга Тянь-Шаня.

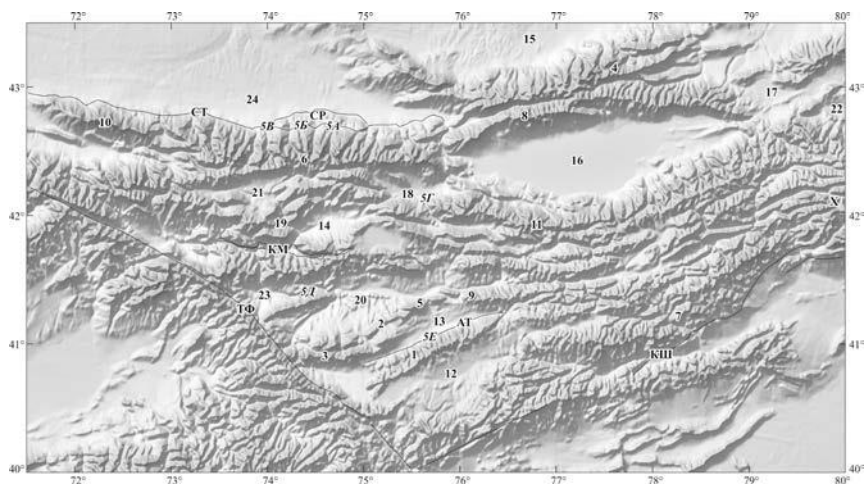


Рис. 57. Карта рельефа Центрального Тянь-Шаня

Горные хребты: 1 – Атбашинский, 2 – Байбичетау, 3 – Джамантау, 4 – Заилийский Алатау, 5 – Каратау, 6 – Киргизский, 7 – Кокшаалтау, 8 – Кунгей Алатау, 9 – Нарынтау, 10 – Таласский, 11 – Терскей Алатау. Предгорные и межгорные впадины: 12 – Аксайская, 13 – Атбашинская, 14 – Джумгольская, 15 – Илийская, 16 – Иссыккульская, 17 – Каркаринская, 18 – Кочкорская, 19 – Кызылойская, 20 – Нарынская, 21 – Сусамырская, 22 – Текесская, 23 – Тогуз-Тороуская, 24 – Чуйская. Крупнейшие зоны разломов: АТ – Атбашинская, КШ – Кокшаальская, СТ – Северо-Тяньшаньская, ТФ – Таласо-Ферганская. СЗ – Серафимовская антиклиналь. КМ – Кёкёмерен-Минкушская зона. X – горный узел Хан-Тенгри. Надписи 5-а-е показывают положение рис. 61-А-Е.

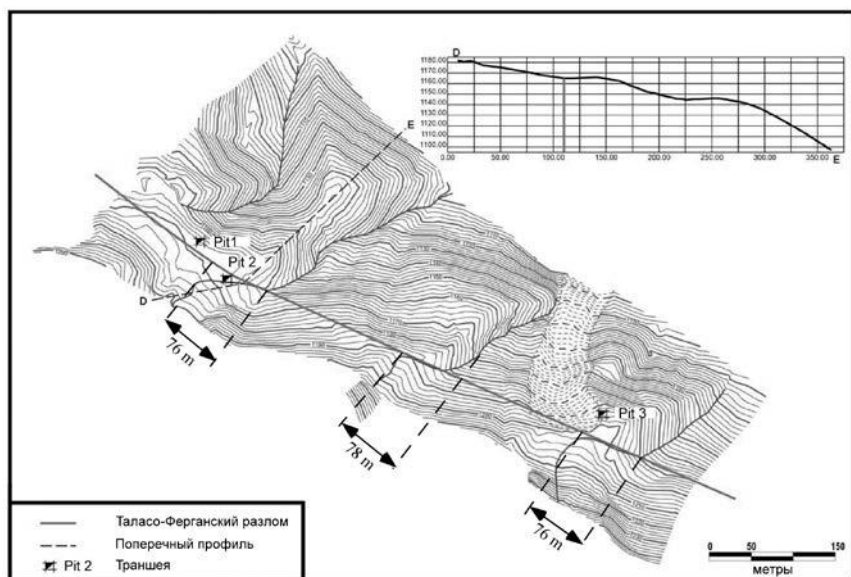


Рис. 58. Правый сдвиг голоценовых форм рельефа по Таласо-Ферганскому разлому возле перевала Кокбель, по А.М. Корженкову

Таблица. 2. Нижний и верхний пределы скоростей сдвига в разных сегментах Таласо-Ферганского разлома; определены с использованием данных В.С. Буртмана, А.М. Корженкова, П. Молнара, С.Ф. Скобелева и др.

Сегмент	Нижний предел, мм/год	Верхний предел, мм/год
I	-	4.1–4.4
II, IOB	-	5.1–8.3
II	-	8–10
III	~10–15	-
IV	4–6 (Q_2^2 – Q_4)	7.3–11
V	5.5 – 8.6 (?) 4–6 (Q_2^2 – Q_4)	-
VI, IOB	8–12 (Q_2^2 – Q_4) (?)	9–12
VI, C3	-	10–18

Примечание: (Q_2^2 – Q_4) – с конца среднего плейстоцена поныне; остальные величины относятся к позднему голоцену

На границе Центрального и Восточного Тянь-Шаня к числу секущих горное сооружение разломов относятся Солдатсайский (Западно-Джунгарский) и Джунгарский разломы, сливающиеся на юго-востоке. Оба разлома характеризуются многократным преобладанием правосдвиговой компоненты смещений над взбросовой. Средние скорости голоценового и голоцен-позднеплейстоценового сдвига по Джунгарскому разлому – 3–5 мм/год. По Солдатсайскому разлому скорость меньше. В Центральном Тянь-Шане документировано несколько активных надвигов, простирающихся вдоль границ хребтов и межгорных впадин [Абдрахматов и др., 2001]. Средняя скорость голоценовых перемещений по ним варьирует от 0.1 до 3 мм/год, а выраженная надвигами суммарная скорость поперечного укорочения горного сооружения достигает 10 мм/год. По некоторым продольным разломам в Кёкёмерен-Минкушской зоне и на северном склоне поднятия Байбичетау выявлена левосдвиговая составляющая движений [Трифонов и др., 2008]. На левосдвиговую деформацию вдоль Центрального Тянь-Шаня указывает также кулидность взаимного расположения новейших структур.

Направления и соотношения смещений по активным разломам на границах Памиро-Пенджабского синтаксиса указывают на его движение к северу и сближение с Евразийской плитой. Максимальное сжатие направлено меридионально. По обе стороны от синтаксиса направление сжатия изменяется: оно становится северо-восточным в Тибете и Кульлуне севернее Южно-тибетского кулисного ряда правых сдвигов и северо-западным в Афгано-Таджикской депрессии. В Тибете происходит выжимание горных масс на восток. Оно проявляется южнее кулисного ряда правых сдвигов системой поперечных структур растяжения (грабенов и сбросов), а севернее взаимодействием сдвигов, правых на юге и левых на севере. С левосдвиговыми перемещениями связано поперечное сжатие Таримской микроплиты, которое, сочетаясь с давлением Памиро-Пенджабского синтаксиса, обуславливает поперечное сжатие и укорочение Тянь-Шаня.

Описанное поле напряжений и деформаций распространяется на север за пределы Альпийско-Гималайского пояса. В юго-западных предгорьях Джунгарского Алатау выявлены голоценовые левые взбросо-сдвиговые смещения по Алтынэмельскому разлому северо-восточного простираения. Северо-восточнее, в Джунгарском Алатау обнаружены субширотные активные взбросы. На Алтае со-

чetaются субширотные надвиги, поперечные к ним грабены типа Телецкого и Сумультинского и правые сдвиги северо-западного простирания. На обрамлениях Чуйско-Курайской зоны впадин Горного Алтая сочетаются надвиги и правые сдвиги. При Алтайском землетрясении 2003 г. на южном борту Чуйской впадины возник 65-километровый разрыв северо-западного простирания, по которому, по данным Е.А. Рогожина, установлено сейсмогенное правосдвиговое смещение до 2 м.

В Монгольском Алтае выделяется пояс правых взбросо-сдвигов север-северо-западного простирания. Крупнейшими являются Эртайский и Кобдинский разломы. По амплитудам голоценовых, голоцен-позднеплейстоценовых и четвертичных смещений средняя скорость сдвига по Эртайскому разлому оценивается величинами от 4 до 18 мм/год. По Кобдинскому разлому она составляет 4–5 мм/год, а по оперяющему его разлому Бидж – 2–2.5 мм/год. Восточнее расположены зоны субширотных левых сдвигов, Гоби-Алтайская и Хангайская с оперяющими её Цэцэрлэгским и Ахурулинским сбросо-сдвигами. По 270-километровому восточному Долиноозёрскому сегменту Гоби-Алтайской зоны скорость голоценового сдвига определена в 6–7 мм/год, а голоцен-позднеплейстоценового – 8–9 мм/год. По Хангайскому разлому скорость голоценового сдвига – 8–10 мм/год. С оперяющими разломами Хангайской зоны и субширотными взбросо-сдвигами Восточных Саян сопряжены грабены Байкальской рифтовой системы (см. параграф 3.1.1). Таким образом, в северном обрамлении Альпийско-Гималайского пояса, как и в самом поясе, наблюдается изменение направления оси максимального горизонтального сжатия. На Алтае оно направлено меридионально, как в Тянь-Шане, а восточнее, в Монголии и Прибайкалье, как в Тибете и Кунылуе, становится северо-восточным.

3.3.1.2. Новейшая структура и её развитие

Активная тектоника представляет собой современный срез неотектонической эволюции региона. Срез характеризует четвертичную или, местами, плиоцен-четвертичную стадию его развития. Обратимся к более ранним стадиям новейшего этапа, последовательно рассматривая тектонические зоны с севера на юг.

Центральный Тянь-Шань (см. рис. 57) – эпипалеозойское горное сооружение, пережившее в мезозое и раннем палеогене платформенный этап развития. В раннем палеогене территория ЦТШ представляла собой пенеплен с относительными превышениями в первые сотни метров, принимаемый за предороженную поверхность выравнивания [Шульц, 1948; Чедия, 1986]. Переотложенная кора выветривания, сформированная на пенеплене к концу мезозоя, слагает континентальную красноцветную, преимущественно тонкообломочную толщу с фауной среднего–позднего эоцена и, возможно, раннего олигоцена [Дмитриева, Несмеянов, 1982]. В её нижней части обнаружены покровы базальтов с К-Аг и Аг-Аг возрастами 54–70 млн лет. Мощность толщи обычно не превосходит первых десятков метров, но в Чуйской, Илийской, Иссыккульской и Аксайской впадинах местами достигает 300–500 м, отражая их начавшееся прогибание.

Многолетними исследованиями сформировано представление о новейшей структуре Тянь-Шаня как результате деформации мел-палеогенового пенеплена, возникшего на палеозойском основании Туранской плиты и Казахского щита. Новейшая структура образована системой антиклинальных и синклинальных складок основания, выраженных соответственно хребтами и межгорными впадинами, заполненными молассами. Складки разделены и осложнены крупными разломами со взбросовой или надвиговой компонентой смещений. Структура развивалась в условиях поперечного горизонтального укорочения, начиная с олигоцена [Шульц, 1948; Макаров, 1977; Чедия, 1986]. При интенсивной линейной эрозии, сопровождавшей рост хребтов, на их вершинах и склонах сохранились останцы предороженной поверхности. Превышения осевых частей хребтов над соседними впадинами составляют 3–5 км, а максимальный размах рельефа доороженной поверхности с учётом мощности моласс во впадинах достигает 10 км.

Ступенчатость склонов хребтов большинством исследователей, интерпретируемая как отражение импульсности поднятия, лежит в основе представлений о ярусности рельефа Центрального Тянь-Шаня. Согласно этим представлениям, усиление вертикальных движений усиливает эрозионные процессы, и на склоне поднятия формируется эрозионно-тектонический уступ (врез), опирающийся на дно впадины или долины, которая служит местным базисом эрозии и на которой происходит аккумуляция продуктов эро-

зионной деятельности. Следующий импульс воздымания приводит к поднятию прилежащего к уступу участка впадины, ниже которого формируется более молодой врез. Поднятый участок становится ступенью на склоне. Ступени вместе с опирающимися на них врезам на склонах разных хребтов группируются в разновозрастные региональные ярусы рельефа. Это предполагает корреляцию вреза с грубой нижней частью того или иного молассового комплекса, а ступени в основании вреза – с его более тонкой верхней частью [Макаров, 1977]. Возможность сопоставить ярус рельефа с определенным комплексом молассы позволяет судить по этим отложениям о развитии горного сооружения.

Молассовые отложения разделены на четыре комплекса. Их выделение основано на литологии моласс и находках фауны [Дмитриева, Несмеянов, 1982], дополненных в последние годы палеомагнитными определениями. Нижний киргизский комплекс имеет двучленное строение. Его нижняя серия красноватая, а в верхней преобладает бурая окраска. Нижняя серия представлена пролювиальными и аллювиальными мелко-, реже среднегалечными конгломератами, гравелитами и песчаниками, которые в центре крупных впадин сменяются песчано-глинистыми отложениями с гипсом. По найденной в Иссыккульской и Илийской впадинах фауне низы серии отнесены к среднему олигоцену, а верхи — к верхнему олигоцену – низам миоцена. Верхняя серия отличается от нижней более тонким составом и наличием прослоев карбонатов и гипса, а местами также мирабилита и галита, что указывает на равнинный ландшафт и появление осушавшихся озер. Возраст серии принимается по положению в разрезах как нижне-среднемиоценовый.

В составе тяньшаньского комплекса также выделяются две серии. По фаунистическим находкам возраст нижней серии определен как верхний (средний?) миоцен – нижний плиоцен, а верхней серии – средний и поздний плиоцен. По палеомагнитным данным граница серий находится в интервале 8–5 млн лет. Вероятно, она проходит в самых низах плиоцена. Серии различаются окраской, пёстрой в низах и палево-серой в верхах разрезов и сложены терригенными, преимущественно глинисто-алеврито-песчанистыми, породами с прослоями карбонатов, а в Нарынской впадине также гипса и редко галита. На востоке региона (Иссыккульская, Текеская и Каркаринская впадины) бóльшую роль играют конгломераты. Их количество возрастает также в верхах разрезов Нарынской

впадины и юга Чуйской. Погрубение материала вверх по разрезу отмечено и в Илийской впадине.

Шарпылдакский комплекс по сумме фаунистических и палеомагнитных данных в Иссыккульской, Илийской и Чуйской впадинах относится к раннему плейстоцену (~2–0.8 млн лет назад). Комплекс сложен пролювиальными и аллювиально-пролювиальными серыми грубыми конгломератами и конгломерато-брекчиями до валунных, с прослоями гравия, песка и алеврита. Среднеплейстоцено-голоценовый комплекс, по составу близкий к шарпылдакскому, образован флювиальными накоплениями семи цикловых террас [Шульц, 1948], пойм и русел, ледниковыми, а в центре Чуйской, Илийской и Иссыккульской впадин бассейновыми отложениями. Три серии комплекса датированы: 1) средним плейстоценом, 2) поздним плейстоценом и 3) концом плейстоцена–голоценом.

Судя по составу отложений, первые поднятия, служившие источниками сноса, возникли в олигоцене при небольшом контрасте поднятий и впадин, вероятно, не превышавшим 1 км. Контрастность рельефа уменьшилась во время накопления верхней серии киргизского и нижней серии тяньшаньского комплексов. Возникли озерные бассейны, которые в условиях высокой аридности (присутствие эвапоритов) были оторваны от региональных базисов эрозии и могли воздыматься вместе с поднятиями, поставлявшими обломочный материал. Озерные условия местами сохранялись и во время накопления верхней серии тяньшаньского комплекса, но эвапоритов стало меньше. Вместе с тем, погрубение обломочного материала, которое на юго-востоке наметилось еще в эпоху отложения нижней серии этого комплекса, а позднее охватило и северо-запад региона, указывает на возрастание превышения эродируемых поднятий над днищами впадин. Резкое погрубение обломочного материала произошло в раннем плейстоцене и свидетельствует о существенном возрастании контраста между впадинами и поднятиями, т.е. собственно горном рельефе.

Об изменении темпа вертикальных движений во впадинах можно судить по средним скоростям бассейнового накопления различных серий новейшей молассы (рис. 59, 60).

Комплексы	Ярусы	Серии	Продол- житель- ность, млн. л. Р.- б.и., млн. лет	Впадины								
				Чуйская, юг	Конкорская	Иссыккульская	Текеская	Каркаринская	Илийская	Нарынская	Атбашинская	Аксайская
sh	$N_3^2-Q_E$	sh	$\begin{matrix} 0,8 \\ 1,2 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 1000-1300 \\ 0,8-1,08 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 200 \\ 0,167 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 500 \\ 0,417 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 250 \\ 0,208 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 350 \\ 0,28 \end{matrix}$	$\begin{matrix} > 20 \\ > 0,017 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 300 \\ 0,25 \end{matrix}$	$\begin{matrix} > 300 \\ > 0,25 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 300 \\ 0,25 \end{matrix}$
Тяньшаньский	$N_2^2-N_2^3$	ts ₂	2	$\begin{matrix} 1250-1700 \\ 0,4-0,57 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 200-850 \\ 0,067-0,283 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 1450 \\ 0,483 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 650 \\ 0,217 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 600 \\ 0,2 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 380-880 \\ 0,127-0,293 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 1200 \\ 0,4 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 650 \\ 0,217 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 1000 \\ 0,333 \end{matrix}$
	$\begin{matrix} (N_1^{2p}) \\ N_1^3-N_2^1 \end{matrix}$	ts ₁	5	$\begin{matrix} 950 \\ 0,136 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 150-1000 \\ 0,0214-0,143 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 1380 \\ 0,197 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 1400 \\ 0,2 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 230-800 \\ 0,033-0,144 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 125-760 \\ 0,018-0,109 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 2000 \\ 0,286 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 2500 \\ 0,357 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 1200 \\ 0,171 \end{matrix}$
Киргизский	$N_1^1-N_1^{2p}$	kz ₂	12	$\begin{matrix} 150-600 \\ 0,015-0,06 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 450-1700 \\ 0,045-0,17 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 800 \\ 0,08 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 170-500 \\ 0,017-0,05 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 150-700 \\ 0,015-0,07 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 160-670 \\ 0,016-0,067 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 670-1000 \\ 0,067-0,1 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 450-1000 \\ 0,045-0,1 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 450 \\ 0,045 \end{matrix}$
	$\begin{matrix} E_3(E_3^{2p}) \\ -N_1^1a \end{matrix}$	kz ₁	22	$\begin{matrix} 150-600 \\ 0,019-0,075 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 200-250 \\ 0,025-0,031 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 500-600 \\ 0,063-0,075 \end{matrix}$	$\begin{matrix} \text{нет} \\ \text{данных} \end{matrix}$	$\begin{matrix} 200 \\ 0,025 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 390 \\ 0,049 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 500 \\ 0,063 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 600 \\ 0,075 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 100-450 \\ 0,012-0,056 \end{matrix}$
Палеоцен	$\begin{matrix} E_{1,2} \\ (-E_3^1?) \end{matrix}$	E	30	$\begin{matrix} 150-635 \\ 0,0041-0,0176 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 7 \\ 0,0002 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 100-550 \\ 0,0028-0,0153 \end{matrix}$	$\begin{matrix} \text{нет} \\ \text{данных} \end{matrix}$	$\begin{matrix} \text{нет} \\ \text{данных} \end{matrix}$	$\begin{matrix} 320 \\ 0,0089 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 100 \\ 0,0022 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 80 \\ 0,0022 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 10-350 \\ 0,0003-0,0098 \end{matrix}$

Рис. 59. Мощности (м) и скорости (мм/год) накопления палеоген-нижнечетвертичных молассовых комплексов Центрального Тянь-Шаня [Трифонов и др., 2008]

$E_{1,2}$ – палеоцен и эоцен; E_3^1 – нижний олигоцен; $E_3^{2,3}$ – средний и верхний олигоцен; N_1^1 – нижний миоцен; N_1^2 – средний миоцен, N_1^3 – верхний миоцен; N_2^1 – нижний плиоцен; N_2^2 – верхний плиоцен; N_2^3 – гелазий; E_Q – калабрий

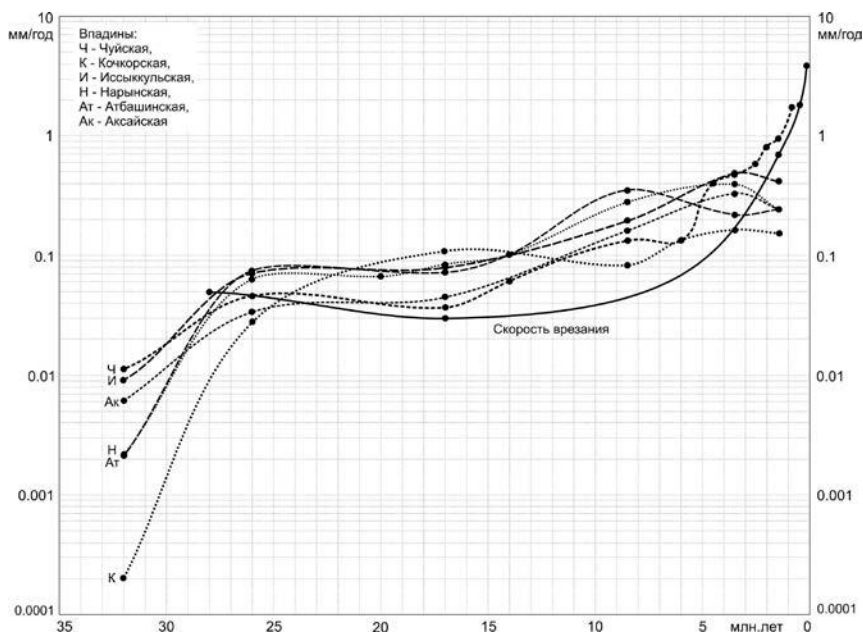


Рис. 60. Графики изменения скоростей бассейновой аккумуляции в новейших впадинах и скоростей врезания в горных хребтах Центрального Тянь-Шаня в течение неотектонического этапа [Трифонов и др., 2008].

Впадины: Ак – Аксайская, Ат – Атбашинская, И – Иссыккульская, К – Кочкорская, Н – Нарынская, Ч – Чуйская. Замедление скорости осадконакопления в Кочкорской и Нарынской впадинах в раннем плейстоцене (эоплейстоцене) связано с переходом бассейнового режима осадконакопления в террасовый

Выполненные расчеты показывают, что в палеоцен-эоценовую платформенную стадию средняя скорость аккумуляции обычно не превышала тысячных долей миллиметра в год и лишь в нескольких участках будущих впадин приближалась к 0,02 мм/год. В эпоху формирования нижней серии киргизского комплекса скорость возросла до сотых долей миллиметра в год и во время накопления его верхней серии не стала больше. Аккумуляция тяньшаньского комплекса происходила с ускорением до 0,1–0,6 мм/год. В шарпылдакское время бассейновый режим осадконакопления стал сменяться террасовым, что свидетельствует об усилении линейной эрозии, вызванной ускорением поднятия. В плейстоцене это приве-

ло к образованию террас, вложенных в более древние отложения. Из-за смены режимов средние скорости седиментации шарпылдака в большинстве впадин оказались соизмеримыми или меньшими, чем скорости более раннего осадконакопления. В тех участках Чуйской впадины, где продолжалась бассейновая аккумуляция, её скорость возросла вдвое. Подобная оценка для плейстоцена получена в Чуйской впадине, где, по данным К.Е. Абдрахматова, за это время накопилось до 500 м осадков, что дает скорость аккумуляции, близкую к скорости шарпылдакского времени. Таким образом, данные анализа новейших отложений указывают на значительное возрастание интенсивности восходящих движений в четвертичное время.

О возрастании скорости поднятий свидетельствуют и данные анализа ярусности рельефа [Шульц, 1948; Макаров, 1977; Чедия, 1986]. Верхний ярус, образованный одной или двумя ступенями, врезанными в доорогенную поверхность, коррелируется с киргизским комплексом ($E_3-N_1^2$), средний, образованный двумя ступенями, – с тяньшанским и шарпылдакским комплексами ($N_1^2-Q_1$) и нижний – со среднеплейстоцен-голоценовыми бассейновыми отложениями Чуйской и Илийской впадин. По данным В.И. Макарова, амплитуды олигоценовых врезов в хребтах Центрального Тянь-Шаня не превышали 200–400 м. О.К. Чедия оценил размах рельефа (глубины врезов) верхнего яруса рельефа величинами до 700 м, среднего яруса – до 1500 м (из них больше половины приходится на нижние врезы, отвечающие шарпылдакскому времени) и нижнего – до 1500 м. В.Н. Крестников и его соавторы оценили шарпылдакские врезы величинами ~1000 м, а средне-позднечетвертичные – более 1000 м на севере и до 1500 м на юго-востоке. С учетом продолжительности отложения коррелятных молассовых комплексов (см. рис. 59) рассчитаны средние скорости врезания для разных ярусов и подъярусов рельефа антиклиналей-хребтов Центрального Тянь-Шаня, отражающие скорости их воздымания. Скорости врезания составили 0,03–0,05 мм/год за время формирования киргизской свиты и ее аналогов ($E_3-N_1^1$), ~0,04 мм/год за время отложения всего киргизского комплекса ($E_3-N_1^2$), ~0,07 мм/год за время отложения тяньшаньского комплекса ($N_1^2-N_2^3$), 0,6–0,7 мм/год за шарпылдакское время и самое начало среднего плейстоцена ($Q_1-Q_2^1$) и 1,6–2,5 мм/год за последующее четвертичное время. Таким образом, в плейстоцене произошло ~10-кратное возрастание скорости врезания (см. рис. 60). Межгорные впадины, развивавшиеся долгое вре-

мя в режиме относительного прогибания и бассейнового осадконакопления, с начала шарпылдакского времени также стали вовлекаться в поднятие. В начале среднего плейстоцена режим линейного врезания охватил все межгорные впадины (кроме, возможно, центра Иссыккульской), и в них сформировался нижний ярус рельефа. Средние скорости врезания во впадинах в 1,5–2 раза меньше, чем в соседних хребтах. В центральных частях Чуйской, Илийской и Иссыккульской впадин в плейстоцене сохранялись области прогибания и бассейнового осадконакопления, площади которых сокращались, уступая место формированию террас.

Итак, с начала плейстоцена Центральный Тянь-Шань испытывал интенсивное поднятие, наибольшее на юге и юго-востоке. Активизация горообразования выражена резким поглублением молассы и возрастанием скоростей врезания. Поднятие не было сводовым, поскольку межгорные впадины уступали соседним хребтам в интенсивности воздымания. Усиление горообразования в плейстоцене проявилось также в том, что древние молассовые серии обычно перекрывают друг друга согласно, и «трансгрессивное» залегание отмечается лишь в краевых частях впадин, а в основании шарпылдака угловое несогласие в первые градусы (местами $> 10^\circ$) почти повсеместно.

В ту же эпоху происходит расширение поднятий за счет впадин. На юге Чуйской впадины и на краях Иссыккульской, Сусамырской и Атбашинской впадин оно выразилось образованием высоких (до нескольких километров) предгорий, ранее покрытых молассой. Внутри горного сооружения прежде единые впадины стали разобщаться перемычками, которые на юге появились раньше, чем на севере. Такие перемычки возникли в плиоцене между Туюнской и Аксайской, и позднее между Нарынской и Атбашинской, Джумгольской и Кызылойской впадинами.

Хребты и межгорные впадины Центрального Тянь-Шаня развивались с олигоцена в условиях горизонтального сжатия, которое вызывалось направленным на северо-запад давлением Таримской микроплиты, обусловленным, в свою очередь, движениями более южных частей орогенического пояса. Проверим возможность связи ускорения горообразования в плейстоцене с горизонтальными движениями, сравнивая средние скорости укорочения ЦТШ за весь новейший этап и за поздний плейстоцен–голоцен. Проводившиеся с 1992 г. измерения современных горизонтальных перемещений с

помощью GPS показали, что суммарные скорости укорочения Центрального Тянь-Шаня достигают 12–13 мм/год, причем векторы перемещений на востоке отклоняются от нормали к простиранию хребтов, указывая на присутствие левосдвиговой компоненты движений. Позднее А.В. Зубович и его соавторы пересчитали эти данные с учётом пододвигания Тарима под горное сооружение со скоростью 4–7 мм/год и оценили общую скорость его укорочения в 20 ± 2 мм/год. Скорости современных вертикальных перемещений местами достигают, по данным А.А. Никонова, 10 мм/год. Скорость позднечетвертичного укорочения, получаемая суммированием смещений по активным разломам, близка к 10 мм/год.

Методика расчета суммарной неотектонической деформации поперечного укорочения основана на профильных измерениях складчатых изгибов и смещений по разломам предороженной поверхности выравнивания и молассовых комплексов. По данным С.Л. Юнги и Ф.Л. Яковлева, выполнивших такой расчет, величины суммарного укорочения изменяются от 9–12 % на долготах Нарынской впадины и г. Бишкека до 5–6 % на долготе Хан-Тенгри, т.е. от 40 до 20 км. Приведенные результаты основаны на традиционной модели новейшей структуры, по которой горное сооружение является сочетанием антиклиналей-хребтов и синклиналей-впадин, лишь осложненных взбросами и надвигами. В последние годы появилась модель, связывающая складчатые изгибы с движениями по крупным надвигам, выходящим на глубину. Новая модель допускает суммарное укорочение на 35–80 км, т.е. на 10–20 % ширины Центрального Тянь-Шаня. Справедливость моделей может быть проверена тремя способами.

1. *Структурный способ.* По новой модели зоны надвигов должны прослеживаться на всю длину горного сооружения независимо от изменений складчатых форм. По традиционной модели надвиги не выходят за пределы осложняемых ими складок.
2. *Геоморфологический способ.* Согласно новой модели, предороженная поверхность вблизи надвигов эродирована, а если бы сохранилась, то занимала аномально высокое положение. По традиционной модели она достигает наибольшей высоты в осевой части хребтов-антиклиналей и понижается к их принадвиговым краям.
3. *Геологический способ.* Согласно новой модели, в наиболее поднятой и эродируемой принадвиговой части хребта должны экс-

понироваться поднятые с глубины метаморфизованные породы. По традиционной модели распределение пород разной степени метаморфизма определяется домезозойской историей, и вблизи надвигов могут залегать слабо изменённые породы, обнажившиеся при неглубокой эрозии.

Изучение краевых надвигов на границе поднятий и впадин показало, что на большей части территории, соответствующей мегазонам Северного и Срединного Тянь-Шаня, новейшие надвиги и взбросы обычно не выходят за пределы ограниченных ими хребтов и весьма изменчивы по простиранию. Наблюдались случаи, как на северном фланге Тянь-Шаня (рис. 61,А–В), так и внутри горного сооружения (рис. 61,Г), когда надвиги переходят по простиранию в опрокинутые складки основания или осложнены такими складками нижних горизонтов чехла, причем молассовый покров присутствует в обоих крыльях (рис. 61,Д). Во всех этих случаях амплитуда надвигания или надвиговой деформации невелика. Предороженная поверхность на хребтах очерчивает антиклинальный изгиб, а в принадвиговых краевых частях хребтов нередко вскрыты девонско-пермские породы, не испытывавшие существенного метаморфизма. Все это согласуется с традиционной моделью.

Иные соотношения наблюдались в зоне Атбашинского новейшего разлома на границе одноименных впадины и хребта, относящегося к Южному Тянь-Шаню. В западной части зона разлома представлена двумя главными ветвями. По геофизическим данным северная ветвь ограничивает с юга часть Атбашинской впадины, где фундамент погружен на 3–4 км. В южном крыле разлома вскрыты пермские терригенные породы, разбитые трещинами кливажа, наклонёнными на юг под углом 70° . Южная ветвь разлома наклонена на юг под углами $60\text{--}70^\circ$ и образует уступ, отделяющий террасу от высокоподнятого склона хребта, сложенного метатерригенными кварц-серицитовыми, южнее кварц-слюдяными сланцами, относимыми к рифею (рис. 61,Е). Сланцеватость падает на юг, причем вблизи разлома она наклонена под углом 70° , а южнее, оставаясь крутой вверху склона, возле днища ручья выполаживается до 40° . Исследования трековым методом по апатиту показали, что сланцы оказались близ поверхности лишь ~20 млн лет назад. Приразломный склон хребта сильно эродирован и не содержит реликтов доороженной поверхности.

Приведенные данные более соответствуют новой, нежели традиционной, модели и позволяют допустить, что Атбашинский разлом выполаживается на глубине. Поскольку в его южном крыле на поверхность выведены породы, которые, судя по степени метаморфизма, могли находиться прежде на глубине до 5 км, а севернее зоны разлома фундамент погружен на 3–4 км, амплитуду надвига можно оценить в 8–10 км. При его листрической форме возрастание поднятия южного крыла в сторону Хан-Тенгри указывает на увеличение амплитуды и, соответственно, величины укорочения.

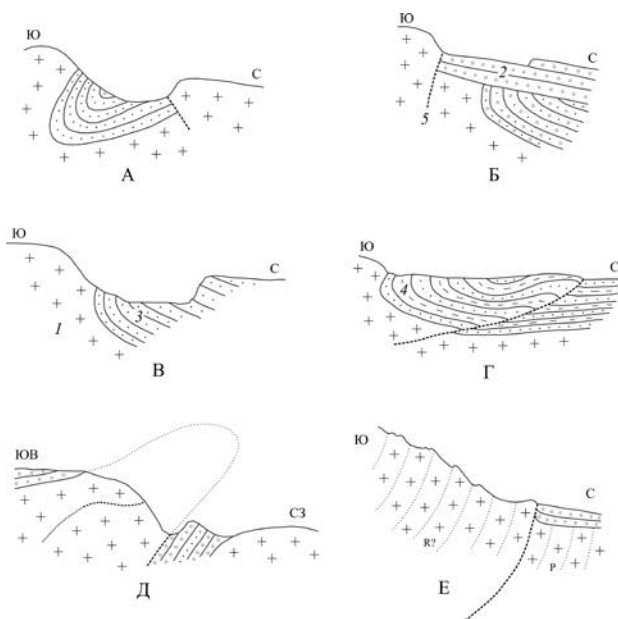


Рис. 61. Геологические профили через границы впадин и поднятий [Трифонов и др., 2008].

А–В – северный фланг Тянь-Шаня: А – Чонкурчук, по А.В. Миколайчуку, Б – сай Джаламыш, В – р. Аксу; Г – южный борт Кочкорской впадины вдоль р. Джоанарык; Д – южный борт Тогуз-Тороуской впадины [Шульц, 1948]; Е – южный борт Атбашинской впадины вдоль руч. Сарыбулак. Горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы. 1 – палеозойское основание; 2 – кайнозойские грубообломочные отложения; 3 – кайнозойские песчаники; 4 – кайнозойские тонкообломочные отложения; 5 – разломы

Крупные новейшие южновергентные надвиги выявлены в Китае вдоль южного фланга Тянь-Шаня. На долготах Иссык-Куля и Хан-Тенгри суммарная амплитуда смещения по этим листрическим надвигам определена в 12–15 км [Yin et al., 1998]. Восточнее, на долготе оз. Лобнор, общее укорочение Южного Тянь-Шаня оценено в 20–40 км. С учетом надвигания в Южном Тянь-Шане суммарное новейшее поперечное укорочение Центрального Тянь-Шаня оценивается в 50–70 км, что при длительности новейшего этапа в 30 млн лет дает среднюю скорость укорочения ~ 2 мм/год. Полученная оценка не учитывает перемещений по сдвигам. С их учетом средняя скорость горизонтального новейшего укорочения может быть увеличена до 2.5–3 мм/год, что уступает скоростям позднеплейстоцен-голоценового укорочения в 3–4 раза [Трифонов и др., 2008]. Таким образом, возрастание скоростей горизонтальных движений к концу четвертичного периода меньше увеличения скорости роста гор.

Исходя из приведенных данных, можно оценить роль сжатия коры в новейшем поднятии Центрального Тянь-Шаня. До начала новейшего этапа палеорельеф находился на высотах ~ 300 м. С олигоцена до конца плиоцена (начала формирования шарпылдакского комплекса) средняя высота поднятий не превышала 1.5 км, а разница высот поднятий и поверхности впадин – 1 км. Исходя из этих цифр и площади поднятий и впадин, принимаем среднюю высоту горного сооружения к концу плиоцена ~ 1 км. В настоящее время средняя высота составляет ~ 3 км. Таким образом, с олигоцена до конца плиоцена, за ~ 28 млн лет, Центральный Тянь-Шань поднялся в среднем на ~ 700 м, а за последние 2 млн лет – на ~ 2 км. На юго-востоке и востоке области четвертичное поднятие – не менее 3 км. Е.В. Артюшков [Трифонов и др., 2008] подсчитал величину поднятия, вызванного поперечным укорочением. Обозначим начальные и конечные значения ширины сжатой области и мощности коры в ней соответственно через L_0 , L_1 и h_0 , h_1 . Тогда увеличение толщины коры $\Delta h_{сж}$ за счет сжатия и ее изостатическое поднятие $\Delta \zeta_{сж}$ в условиях локальной изостазии составляют:

$$\Delta h_{сж} = h_1 - h_0 = [(L_0 - L_1)/L_1] h_0 \quad (1)$$

$$\Delta \zeta_{сж} = [(\rho_m - \rho_k)/\rho_m] \Delta h_{сж}, \quad (2)$$

где $\rho_m = 3330 \text{ кг/м}^3$ – плотность мантии; ρ_k – средняя плотность коры. В настоящее время средняя ширина Центрального Тянь-Шаня

равна $L_1 \approx 400$ км. Его укорочение с олигоцена достигло $L_0 - L_1 \approx 50\text{--}70$ км, так что начальная ширина области была $L_0 \approx 450\text{--}470$ км. Средняя скорость позднечетвертичного укорочения составляла ~ 10 мм/год. Принимая данное значение для последних ~ 2 млн лет, получаем укорочение горного сооружения за это время $L_1' - L_1 \approx 20$ км и ширину области ~ 2 млн лет назад $L_1' \approx 420$ км.

С юры по эоцен Центральный Тянь-Шань вместе с прилегающим с севера Казахстаном представлял собой молодую платформенную область, и толщина коры к концу эоцена (h_0) была близка к 42 км, как сейчас на юге Казахстана. Средняя плотность коры на платформах $\rho_k = 2830$ кг/м³ [Артюшков, 1993]. При этих значениях ρ_k и h_0 из соотношений (1) и (2) получаем, что 2 млн лет назад, когда L_1 составляла 420 км, $\Delta h_{сж1} = 4.7\text{--}6.5$ км и $\Delta \zeta_{сж1} = 0.7\text{--}1.0$ км. Последняя величина близка к приведенной выше оценке поднятия на ~ 0.7 км к рубежу ~ 2 млн лет назад. Поэтому можно признать, что поднятие с олигоцена по поздний плиоцен было в основном обусловлено укорочением коры.

К началу ускоренного поднятия ~ 2 млн лет назад утолщение коры на 4.7–6.5 км должно было увеличить ее мощность до $h_0' = 46.7\text{--}48.5$ км. Подставляя это значение в качестве h_0 в (1) и полагая $L_0 = L_1' = 420$ км, из (1) и (2) получаем следующие величины утолщения коры и поднятия её поверхности в последние ~ 2 млн лет: $\Delta h_{сж2} = 2.2\text{--}2.3$ км и $\Delta \zeta_{сж2} = 330\text{--}350$ м. Последняя величина в 6 раз меньше поднятия на ~ 2 км за последние ~ 2 млн лет. Даже если принять в качестве средней скорости сжатия за последние ~ 2 млн лет, значение современной скорости сжатия ~ 20 мм/год, определяемое по данным GPS, то поднятие за счет сжатия коры составит всего ~ 650 м. Это менее 30 % действительного поднятия, для объяснения остальной его части необходимо найти иные механизмы. Общее поднятие Центрального Тянь-Шаня за счет сжатия, поперечного укорочения и утолщения коры с начала олигоцена до настоящего времени $\Delta \zeta_{сж} = \Delta \zeta_{сж1} + \Delta \zeta_{сж2} \approx 1\text{--}1.3$ км.

Для отыскания механизмов ускорения поднятия во вторую стадию горообразования были проанализированы геофизические материалы о глубинном строении Центрального Тянь-Шаня. Сейсмические и гравиметрические данные выявили разуплотнение верхов мантии под горным сооружением на ~ 0.1 г/см³. Согласно расчётам Е.В. Артюшкова, это могло обеспечить его дополнитель-

ный подъём на 1.1–1.5 км. Причиной разуплотнения могло быть частичное замещение дезинтегрированной и отслоенной новейшими деформациями литосферной мантии более горячим и лёгким астеносферным веществом или его подвижными компонентами [Артюшков, 1993]. Обнаруживается возможность воздействия и ещё одного механизма. По сейсмическим данным Л.П. Винника и его соавторов, современная мощность коры Центрального Тянь-Шаня варьирует от 40–52 км под крупнейшими межгорными и предгорными впадинами до 52–64 км под горными хребтами. Это больше расчётной мощности, утолщённой новейшими деформациями (в среднем около 50 км), и приводит к предположению о её наращивании за счёт пород, прежде имевших мантийные плотности. Ими могли быть основные породы корового происхождения, метаморфизованные до гранулитовой фазы в предшествовавшие эпохи деформаций, а во вторую стадию новейшего горообразования испытавшие ретроградный метаморфизм под воздействием охлаждённых астеносферных флюидов. Дополнительное поднятие в результате такого разуплотнения могло достигать 0.5 км.

Сложившаяся к настоящему времени тектоническая зональность **Памиро-Каракорумского региона**, отражающая его коровую структуру, возникла в результате многократных деформаций в течение поэтапного закрытия Тетиса. Современный структурный план окончательно оформился уже после закрытия Тетиса, в новейший этап (см. рис. 55). Он разделяется на раннюю стадию (поздний эоцен–миоцен), когда прогрев и тектоническое расслоение коры были важнейшими факторами тектогенеза, и позднюю стадию, когда их роль уменьшилась и происходили интенсивные вертикальные движения.

В Восточном Памире тектонические зоны образуют закономерный ряд, связанный с развитием раннего Мезотетиса [Иванова, Трифонов, 2005]. Герциниды Северного Памира, где основные структурообразующие процессы завершились к концу палеозоя, в триасе выступали в роли вулканической дуги на активном северном фланге бассейна с корой океанского типа (рис. 62). Дуга выражена триасовыми субдукционными гранитами и вулканитами известково-щелочного состава. Невулканической частью дуги, вероятно, служили континентальные блоки Центрального Памира, причленившиеся к герцинидам в перми после закрытия Палеотетиса и гетерогенные по истории развития и строению коры.

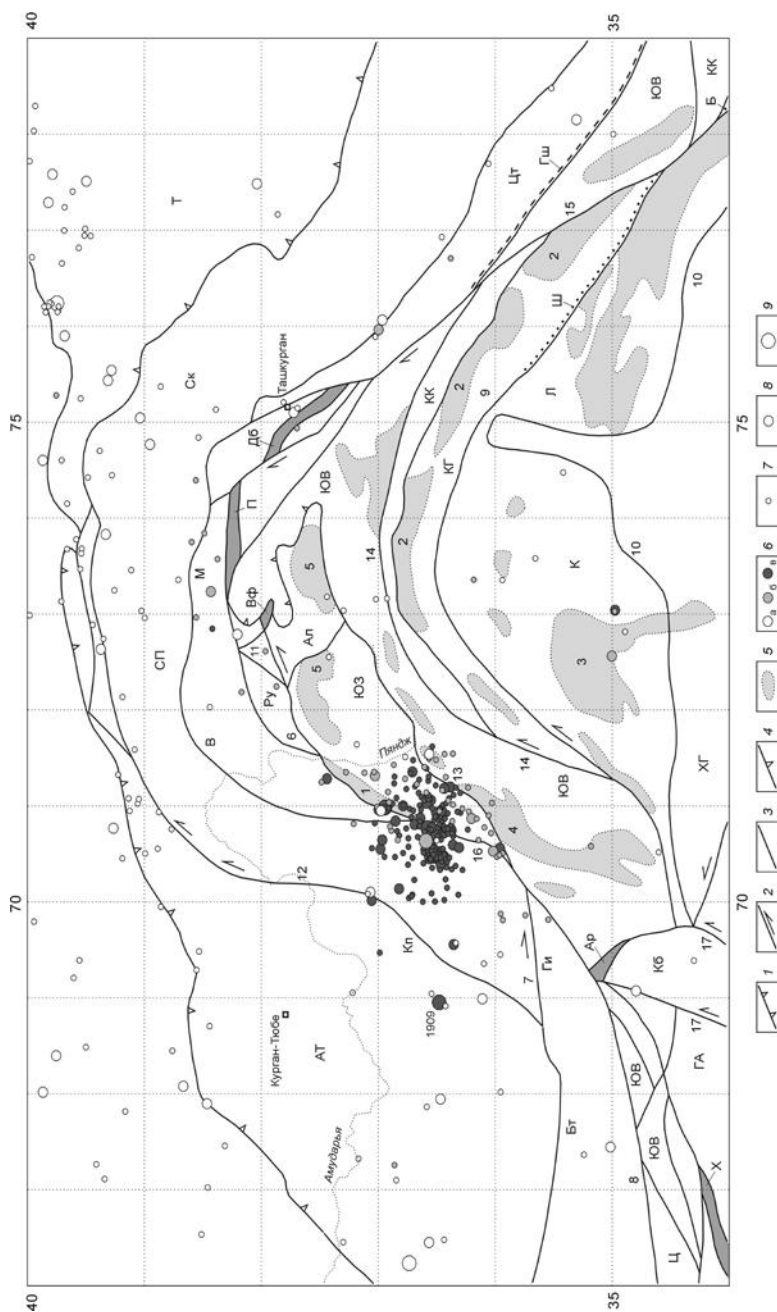


Рис. 62. Карта тектонической зональности, гранитного магматизма и эпицентров сильных ($M_S \geq 5.7$) землетрясений Памиро-Каракурмского региона [Иванова, Трифионов, 2005]

Цифры на рис. 62: 1 – тектонические покровы и надвиги; 2 – сдвиги; 3 – прочие крупные разломы; 4 – границы впадин; 5 – гранитные батолиты, продолжавшие развиваться в миоцене; 6 – эпицентры землетрясений с очагами на глубинах $h \leq 70$ км (а), $70 > h > 150$ км (б) и $h \geq 150$ км (в); 7–9 – магнитуды землетрясений: 7 – $M_S = 5,7-6,5$; 8 – $M_S = 6,6-7,4$; 9 – $M_S = 7,5-8,3$

Тектонические зоны: АТ – Афгано-Таджикская депрессия, в которой обособлен Кулябский прогиб (Кп); Т – Таримская впадина; СП – зона Северного Памира и ее продолжения; Ск – Северо-Западный Куньлунь, Ги – Западный Гиндукуш и Бт – Банди-Туркестан; зоны центрально-памирского типа: М – Музкольская, В – Ванчская, ЮЗ – Юго-Западный Памир – Бадахшан, Ал – Аличурский блок, Ру – Рушанская зона, Кб – Кабульский блок, Цт – продолжение зон центрально-памирского типа в Тибете, Ц – фрагменты центрально-памирского типа в зоне Гератского разлома в Афганистане; П – Пшартская сутура и ее продолжения (выделены серым цветом): Дб – Дункельдинский блок, Гш – предполагаемое продолжение в Тибете, восточнее переходящее в сутуру Ганмацо-Шуанху, Вф – Ватасаифский фрагмент, Ар – офиолиты Альтимур, Х – зона Хашруд; ЮВ – зона Юго-Восточного Памира – Нуристана и ее продолжения в Тибете и Афганистане; КК – зона Северного Каракорума и ее продолжение в Тибете; ГА – Гильменд-Аргандабский массив; КГ – зона Южного Каракорума и Восточного Гиндукуша; Ш – сутура Шиок и Б – сутура Бангун; К – Кохиستان и Л – Ладакх; ХГ – Хазарский массив Гималаев. *Батолиты:* 1 – Багаракский, 2 – Каракорумский, 3 – Кохистанский, 4 – Лагманский, 5 – Шугнанский. *Разломы:* 6 – Аличурский (надвиг), 7 – Андарабский (сдвиг), 8 – зона Гератского (Главного Герирудского) разлома, 9 – Главный Каракорумский (надвиг), 10 – Главный мантийный (надвиг), 11 – Гунтский, 12 – Дарвазский (взбросо-сдвиг), 13 – Зебак, 14 – Кунар-Ташкупрукская зона, 15 – Памиро-Каракорумский (сдвиг), 16 – Центрально-Памирский, 17 – Чаманский (сдвиг)

В Музкольской зоне Центрального Памира кора имеет мощность 60–65 км, причём её нижняя часть (около 35 км) сейсмически однородна. Сам бассейн обозначен Пшартской сутурой, верхне-пермско-триасовый разрез которой сложен, по данным Б.Р. Пашкова, В.И. Буданова и В.А. Швольмана, глинистыми и кремнистыми сланцами, базальтами и андезито-базальтовыми лавами и туфами, причём в верхнетриасовой части разреза вулканические образования преобладают. Севернее сохранились пермо-триасовые известняково-терригенные отложения с меньшим содержанием вулканогенных пород, представляющие северную периферию бассейна.

Его южную периферию представляет аллохтон Юго-Восточного Памира, где относительно глубоководные флишоидные фации пассивного склона бассейна сменяются к югу, по данным С.В. Руженца, фациями карбонатной платформы. И те, и другие продолжают на юго-запад, в Нуристан. Далее к югу выделяются тектонические зоны, представляющие поздний Мезотетис и Неотетис:

- Северный Каракорум с кембро-протерозойским континентальным основанием, полициклическим ордовик-юрским чехлом, в котором карбонаты преобладают над терригенными отложениями, и следами среднемеловой орогении (проявления последней обнаружены и в более северных зонах Юго-Западного Памира-Нуристана и Пшарта);

- южная часть Каракорума и Восточного Гиндукуша с интенсивным проявлением регионального метаморфизма, вмещающая на севере осевой батолит и ограниченная с юга Главным Каракорумским надвигом, в зоне которого на юго-востоке выделяется сутура Шиок, представляющая собой, по данным М.П. Сирла, реликт задугового (?) бассейна позднего Мезотетаса, закрывшегося в середине мела;

- Кохиستان и Ладакх – включающая крупные гранитные батолиты вулканическая дуга Неотетиса, основание которой (ультрамафиты и гранатовые гранулиты, выше амфиболиты и габбро-нориты) вскрыто на юге зоны, где она ограничена Главным мантийным надвигом.

Описанная зональность Памира-Каракорума свидетельствует о том, что с конца мезозоя относительное положение зон принципиально не изменилось. При их сопоставлении с афганскими зонами наиболее определённо выделяются, с одной стороны, аналоги наследующей герциниды вулканической дуги раннего Мезотетиса в Гиндукуше и Банди-Туркестане и, с другой стороны, офиолитовая зона Кветты – сутура Неотетиса, сопоставляемая с офиолитами зоны Инда-Цангпо в Трансгималаях, которая, согласно А. Гансеру, продолжает Ладакх на юго-восток.

В Центральном Афганистане от зоны Гератского (Главного Герирудского) разлома на юго-запад отходит зона офиолитов Хашруд [Геология и полезные ископаемые Афганистана, 1980]. Вероятно, хашрудские офиолиты являются реликтом продолжения Пшартского бассейна, развитие которого здесь, в отличие от Памира, продолжалось в юрское и раннемеловое время. В Афганистане

обнаружены аналоги и других памиро-каракорумских зон. В частности, М. Гетани отмечает сходство осадочного чехла Северного Каракорума с Гильменд-Аргандабским континентальным массивом. Таким образом, при отсутствии полного тождества мезозойская зональность Памира и Афганистана сходны. Однако большинство зон, которые можно рассматривать как аналоги, тектонически разобщены мощными зонами разломов на западном фланге Памира и Бадахшана. Между Каракорумом и Гильменд-Аргандабским массивом находится Кабульский блок, который многими чертами разреза сходен с Музкольской зоной Центрального Памира. «Инородным включением» в памиро-каракорумскую тектоническую зональность является архейский метаморфический массив Юго-Западного Памира – Бадахшана. Контакты массива с соседними зонами либо тектонические, либо залечены олигоцен-миоценовыми гранитными батолитами. По данным К.Т. Будановой, В.И. Буданова и С.В. Руженцева, ещё в докембрии произошло сдвигание архейского разреза массива, вызванное надвиганием шахдаринской серии на горанскую с обособлением на их контакте пластин пород хорогской свиты, сформировавшихся в нижнекоровых условиях, близких к границе Мохоровичича. На востоке массива, вблизи его границы с Юго-Восточным Памиром, вскрывается докембрийско-палеозойская метаморфическая аличурская серия.

Соотношения массива с соседними зонами приводят к выводу, что он занял современное положение лишь в олигоцене–миоцене. При его сближении с Юго-Восточным Памиром триасово-юрские фациальные зоны последнего, первоначально параллельные Пшартской сутуре, были изогнуты и сформировали дугу с западным краем, параллельным границе массива. В изгиб была вовлечена и Пшартская сутура. Судя по величине изгиба, амплитуда смещения Юго-Западного Памира к северо-востоку превысила 150 км. При этом, как показал С.В. Руженцев, осадочные толщи Юго-Восточного Памира образовали тектонические покровы, на которые позднее, в плиоцен-четвертичное время, наложались сдвиговые перемещения. По геофизическим данным вскрытый на Юго-Западном Памире гранито-гнейсовый комплекс имеет мощность 25 км при общей мощности коры около 60 км. По-видимому, часть перемещённого комплекса перекрыла кристаллическое основание Юго-Восточного Памира мощностью до 35 км. Первоначально

массив Юго-Западного Памира – Бадахшана, как и Кабульский блок, был, вероятно, частью зоны Центрального Памира.

Докембрийский обломочный материал с Юго-Западного Памира отсутствует в меловых и нижнекайнозойских разрезах соседних зон и впервые появляется вблизи массива лишь в олигоценых отложениях. Отсюда следует, что докембрийский комплекс первоначально покрывался осадочным чехлом, реликты которого представлены пермо-триасовыми отложениями центральнопамирского типа в зоне разлома Зебак на южном фланге массива [Геология и полезные ископаемые Афганистана, 1980]. С этим может быть связано происхождение аллохтона Ванч-Музкольского сегмента зоны Центрального Памира, покровная структура которого является новейшим образованием, поскольку в ней участвует верхний мел и палеоген. Возможно, покровы образованы сорванным чехлом перемещённого Юго-Западного Памира – Бадахшана. Срыву способствовали прогрев и расслоение массива, отразившиеся в интенсивном кайнозойском гранитообразовании.

К востоку от Памиро-Пенджабского синтаксиса, на южном фланге Альпийско-Гималайского пояса расположено горное сооружение Гималаев. Оно представляет собой выход фундамента Индийской платформы, местами перекрытый гондванским платформенным чехлом. Гималаи имеют покровное строение, причём возраст новейших надвигов омолаживается к югу. Суммарная амплитуда надвигания исчисляется сотнями километров. На северных склонах Гималаев отмечен переход к более глубоководным фациям осадочного чехла, и далее к северу находится сутура Инда–Цангпо – реликт закрывшегося океана Неотетис. Севернее, в Тибете, выделяются аналоги тектонических зон Памиро-Каракорумского региона, а горы Куньлуня являются продолжением герцинид Северного Памира. Далее к северу расположена Таримская впадина, которая в значительной своей части имеет докембрийский фундамент.

К западу от Памирского синтаксиса находится Афгано-Таджикская депрессия, заполненная позднекайнозойскими молассами. Она представляет собой осадочный бассейн на консолидированном к концу палеозоя гетерогенном фундаменте, в основе которого, возможно, также находится древний кристаллический массив. Депрессия сложена мощной (до 18 км) серией мелководных и континентальных, а со второй половины олигоцена только континентальных отложений. Меловые и кайнозойские толщи,

сходные с отложениями депрессии, протягиваются вдоль северного фланга Памира, образуя его Внешнюю зону. На северо-востоке зона Северного Памира надвинута на молассы Таримской впадины, с чем, возможно, связано утолщение его коры до 75–80 км. Западнее Северный Памир надвинут на Внешнюю зону. Надвиганию способствовало наличие в фундаменте на глубинах 5–10 км кровли волновода со скоростями продольных волн, пониженными до 6.0–6.3 км/с. Точная амплитуда надвигания и перекрытия Памиром восточной части Афгано-Таджикской депрессии неизвестна. Во всяком случае она не меньше 100 км.

Параллельно с надвиганием развивалась складчатая структура Афгано-Таджикской депрессии, в формировании которой важную роль сыграл срыв мел-миоценового чехла мощностью 5–6 км по мальмскому соленосному горизонту. Рост складок в значительной мере приходится на позднюю стадию новейшего этапа, поскольку первое региональное несогласие в молассовом комплексе депрессии относится к концу миоцена. В ходе складчатости бассейн осадконакопления дифференцировался и в его восточной части, Кулябском прогибе, мощность плиоцен-четвертичных отложений достигла 11 км при общей мощности чехла 17 км. Складкообразование и накопление новейшей молассы преобразовали кору депрессии. О её строении в мелу и палеогене можно судить по разрезу района г. Курган-Тюбе, подвергшемуся наименьшему преобразованию. Здесь мощность коры – около 35 км, а её кристаллическая часть не толще 20 км.

Формирование новейшей структуры Памирского региона происходило в условиях горизонтального сжатия. В поисках его источников наиболее очевидно коллизионное давление Пенджабского клина Индийской плиты, с которым согласуются дугообразный изгиб памирских зон (на 350–400 км для зоны Северного Памира), сдвиговые смещения на краях синтаксиса, левые на западе и правые на востоке, достигающие 150–200 км, и проявления меридионального укорочения в субширотных надвигах и складках. Однако дугообразный изгиб более южных тектонических зон Каракоума и Кохистана–Ладакха имеет амплитуду лишь 200 км и конформен северному краю Индийской плиты. Вместе с тем, на западном и восточном флангах Памира проявлено субширотное новейшее сжатие и укорочение. На западе, где гиндукушские и североафганские структуры смыкаются с зонами Юго-Западного Пами-

ра – Бадахшана и Центрального Памира, это субмеридиональные крутые клинья, чешуи и сжатые складки со следами поперечного сплющивания пород, а в Северо-Западном Кунылуне – признаки надвигания герцинид на Таримскую впадину. Таким образом, новейшая структура Памира сформировалась в условиях разнотипного сжатия.

Столь сложный структурный рисунок региона мог возникнуть при изменении геодинамических условий в ходе новейшего тектогенеза. На ранних стадиях неотектонического этапа, в конце эоцена, олигоцене и миоцене имел место значительный, хотя и неравномерный прогрев земной коры, проявившийся в формировании многочисленных гранитных батолитов как вдоль разломов, так и внутри тектонических зон. Эти батолиты – Кохистанский, Ладакхский, Каракорумский, Шунганский и другие – начали формироваться ещё в меловое и палеогеновое время при коллизии Мезотетиса, но продолжали развиваться до миоцена, причём во многих батолитах на новейший этап приходится основная фаза гранитообразования. Прогрев способствовал отслоению коровых пластин по поверхностям наибольшего градиента деформационных свойств пород и их дифференцированным латеральным перемещениям. На поздней стадии новейшего этапа, с конца миоцена, прогрев земной коры ослабел, она стала более однородной по физическим свойствам, и возможности тектонической расслоенности уменьшились.

На этом фоне реконструируются изменения направления максимального латерального сжатия (рис. 63). С конца эоцена до начала миоцена (от 40 до 20 млн лет назад) на северном и западном флангах Индийской плиты ось наибольшего сжатия была ориентирована на СЗ–ЮВ. Интенсивное поперечное укорочение проявилось в северной части зоны Кветты, где был смят эоценовый прогиб Катаваз и возникли тектонические покровы и надвиги в Хашрудской и других афганских офиолитовых зонах. С ними были сопряжены правосдвиговые перемещения вдоль широтной Гератской зоны, по которой сутура Хашруд смещена относительно офиолитов Альтимур на 150 км. По Андарабскому разлому выявлен правый сдвиг на 40 км.

В области наибольшего сужения орогенического пояса между западной частью Хазарского массива Гималаев и выступающим на юго-восток краем Туранской плиты при интенсивном прогреве и реолигическом расслоении коры возникли условия для отжимания

Буквы на рис. 63: ИГ – Индийская платформа и Гималаи; Кт – прогиб Катаваз; Кв – зона Кветты, включая офиолиты Хоста; Лх – блок Лхаса; ТШ – сутура Тарнак–Шиок–Бангун; Ф – Фарахрудская зона; ХП – сутура Хашруд–Альтимур–Пшарт. Стрелки показывают направления сжатия. Темным цветом выделена область Гиндукушского сейсмического мегаочага. Остальные обозначения см. на рис. 62

С конца раннего до начала позднего миоцена (20–8 млн лет назад) направление движения Индийской плиты и, соответственно, наибольшего сжатия и укорочения пояса стало северо-восточным. Это проявилось надвигообразованием, гранитизацией и метаморфизмом в Гималаях и Каракоруме и вулканизме Тибета. Вовлечённые в деформации Тибет и Цайдам, в свою очередь, могли воздействовать на Таримский массив. Вдоль его юго-восточной границы возникла Алтынтагская левосдвиговая зона, отчего дрейф Тарима приобрёл западную компоненту и оказывал сжимающее воздействие на Памир.

В северо-восточный дрейф был вовлечён и Центральный Афганистан, к северу от которого, вдоль зон Гератского и продолжавшего его Гунтского разломов, происходили левосдвиговые перемещения, отчего амплитуда смещения Юго-Западного Памира – Бадахшана возросла и усилились связанные с ним деформации соседних зон, в частности, оформилась покровная структура Юго-Восточного Памира. Зона Северного Памира стала надвигаться на Афгано-Таджикскую депрессию.

С позднего миоцена направление наибольшего сжатия становится близким к меридиональному. Развиваются субширотные структуры сжатия и сопряжённые с ними сдвиги на западном и северо-восточном флангах синтаксиса, движения вдоль которых продолжают до сих пор. Вместе с тем, продолжается субширотное сжатие региона. С начала плиоцена резко усиливается поднятие горного сооружения, амплитуда которого только за четвертичное время местами превысила 6 км. Поднятия были особенно интенсивными на западе Памира и отразились резким возрастанием грубости обломочного материала моласс на востоке Афгано-Таджикской депрессии (рис. 64). Резкое усиление поднятий с плиоцена, а чаще с конца плиоцена характерно также для Гималаев и Тибета [Трифонов и др., 2012]. Под этими структурами, как и под Памиро-Пенджабским синтаксисом, сейсмическими и гравиметри-

ческими методами выявлено разуплотнение верхов мантии, которое и стало одним из источников усиления поднятия.

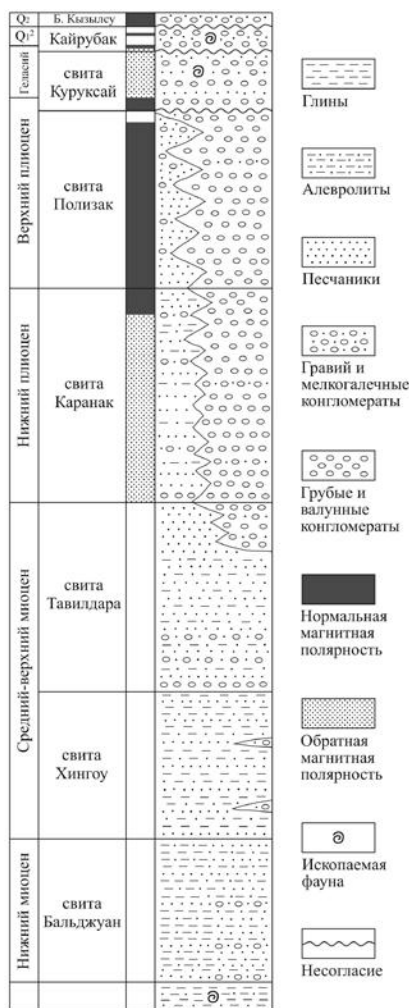


Рис. 64. Молассовые комплексы восточной части Таджикской депрессии.

Важнейшей особенностью глубинного строения Памирского синтаксиса является Памиро-Гиндукушская сейсмофокальная зона мантийных землетрясений (рис. 65). Она представляет собой круто

погружающуюся линзу переменной толщины и плотности гипоцентров, которые проектируются примерно на зону Центрального Памира (см. рис. 62). В обеих частях сейсмофокальной зоны, памирской и гиндукушской, гипоцентры сильных землетрясений присутствуют на глубинах 110 ± 20 км. На глубинах 130–170 км толщина зоны уменьшается. Сильные землетрясения под Памиром не происходят, а под Гиндукушем крайне редки. Глубже, на уровне 190–240 км, под Гиндукушем линза утолщается, число гипоцентров резко возрастает, а количество выделенной сейсмической энергии становится больше, чем в верхней части зоны. Сейсмичность затухает с глубиной, прослеживаясь до 270–300 км. В Памирской части зоны сейсмичность несколько возрастает на глубинах около 200 км и прослеживается до 240–250 км, но сильные землетрясения там не происходят, и количество выделенной сейсмической энергии меньше, чем в верхней части зоны. Гиндукушская часть зоны компактна. Если исключить из-за неточности определения координат сильнейшее землетрясение 07.07.1909 ($M_S=8$; 36.5° с.ш.; 69° в.д.), то 95 % эпицентров сильных землетрясений окажутся внутри изометричного контура (мегаочага) $1.5 \times 1.5^\circ$, причём их скопление группируется вокруг 36.5° с.ш. и 70.8° в.д. К этому мегаочагу приурочено более 90 % сильных землетрясений Памиро-Гиндукушской зоны и более 95 % выделенной сейсмической энергии.

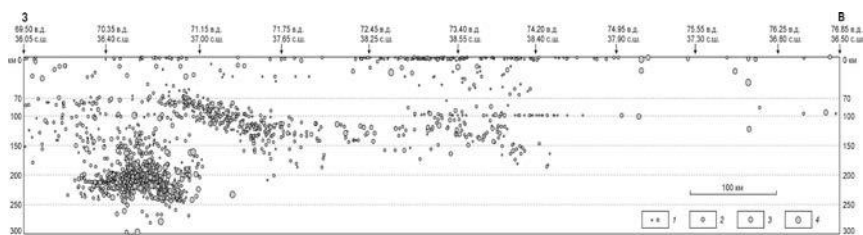


Рис. 65. Расположение гипоцентров землетрясений на профиле вдоль Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоны [Иванова, Трифонов, 2005]

1–4 – магнитуды землетрясений: 1 – $M_S < 5,7$; 2 – $M_S = 5,7–6,5$; 3 – $M_S = 6,6–7,4$; 4 – $M_S = 7,5–8,3$.

Для понимания природы сейсмофокальной зоны важны результаты исследований Л.П. Винника и А.А. Лукка, показавших, что в её пределах до глубин 300 км скорости распространения про-

дольных сейсмических волн на 0.3–0.4 км/с выше среднемировых на тех же глубинах, а в окружающей мантии скорости понижены относительно среднемировых на 0.1–0.2 км/с. Это означает, что сейсмофокальная зона отличается повышенной плотностью, а окружающая мантия – пониженной. А.В. Николаев и И.А. Санина построили трёхмерную скоростную модель сейсмофокальной зоны. Она характеризуется сложным чередованием высокоскоростных и низкоскоростных объёмов, причём особенно велик их контраст (до 11–12 %) в гиндукушском мегаочаге. Севернее сейсмофокальной зоны подобные аномалии отсутствуют.

Новейшее горизонтальное укорочение верхней части земной коры, убедительно доказанное приведёнными выше данными, сопровождалось таким же или большим укорочением мантийной части литосферы. Сейсмологическое изучение зоны выявило повышенную по сравнению с окружающей мантией плотность и прочность пород, что в сочетании с высокой скоростью современных деформаций приводит к их сейсмогенному разрушению. Основываясь на этом, ряд исследователей (Л.П. Винник и А.А. Лукк, П. Таппонье и др., В.С. Буртман и П.Молнар) предложили субдукционную модель сейсмофокальной зоны. Согласно ей, в гиндукушской части зоны океанская литосфера, тождественная сутуре Инда-Цангпо, субдуцирует под Гиндукуш, а в памирской части насыщенная мафическими компонентами литосфера продолжения Афгано-Таджикской депрессии субдуцирует под Памир-Каракорум. Однако субдукционная модель противоречит структурным соотношениям между тектоническими зонами [Иванова, Трифонов, 2005]. Вместе с тем, в ней содержится продуктивное положение о связи землетрясений с мафическими элементами литосферы.

Гиндукушский мегаочаг соответствует на земной поверхности смежным участкам гиндукушских герцинид, где преобладают выходы протерозойского основания, и в меньшей степени архейского массива Юго-Западного Памира – Бадахшана (см. рис. 62). Если этот массив до начала новейшего тектогенеза располагался, как минимум, на 150 км западнее и был частью зоны Центрального Памира между вулканической дугой и океаническим прогибом раннего Мезотетиса, то в районе первоначального расположения массива на глубине могли сохраниться реликты перекрытой им океанской коры, представленной в скоростном разрезе соседней Ванч-Язгулемской части Центрального Памира «коро-мантийной

смесью» мощностью около 15 км. Другим источником мафического материала могли стать глубинные аналоги хорогской свиты (амфиболовые гнейсы и гранатовые амфиболиты с будинами эклогитов), вскрытой на контакте шахдаринской и горанской серий Юго-Западного Памира. Наконец, в непосредственной близости от них могли находиться глубинные продолжения сутур герцинид, перекрытые пластинами континентальной коры.

Гиндукушский мегаочаг совпадает с районом первоначально-го расположения перечисленных метабазитовых комплексов [Иванова, Трифонов, 2005]. В ходе новейшего тектогенеза метабазиты были тектонически перекрыты мощными пластинами континентальной коры и вдавлены в мантию на глубины 40–70 км, где существовали условия для эклогитизации метабазитов – умеренно повышенная температура и высокое давление, обусловленное интенсивным латеральным сжатием и повышенной нагрузкой перекрывающих континентальных масс. Утяжелённая эклогитизацией кора стала погружаться в менее плотную и более горячую мантию, сохраняя относительно высокие вязкость и прочность, т.е. способность к накоплению упругих деформаций и хрупкому разрушению, которое и служит источником мантийных землетрясений.

По мнению М.В. Родкина и его соавторов, причиной сейсмогенных подвижек могли быть не столько высокие девиаторные напряжения, сколько усиливаемое воздействием флюидов понижение прочности пород в зонах милонитизации. Источниками флюидов могли быть как дегидратация погружающихся мафических слэбов, так и астеносфера, а подвижки в зонах милонитизации были обусловлены развитием сквозьлитосферной Памиро-Афганской (Чаман-Дарвазской) зоны левых взбросо-сдвигов на западном фланге Памиро-Пенджабского синтаксиса.

В памирской части Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоны также присутствуют глубинные метабазиты, но в меньших объёмах и не повсеместно. Соответственно, мантийные землетрясения распространены фрагментарно, случаются реже и выделяют меньше сейсмической энергии. По обе стороны от Памирской дуги, в Тибете и Афганистане тектонические зоны, идентифицируемые с памирскими, расширяются, что указывает на их меньшее утолщение и меньшее воздействие на глубинные метабазиты. Вероятно, поэтому западнее Гиндукуша и восточнее г. Ташкуртан мантийный сейсмогенез почти полностью исчезает.

3.3.2. Аравийско-Кавказский регион

Южной границей Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса являются зоны тектонических нарушений, расположенных на границе пояса с Аравийской плитой. Сегмент включает в себя внутренние зоны пояса и Большой Кавказ, развивающийся на его северном фланге. Передовые прогибы, Азово-Кубанский на западе и Терско-Дербентский на востоке, отделяют Большой Кавказ от расположенной севернее слабо деформированной части эпипалеозойской Скифской плиты. Воздействия новейших тектонических событий в Аравийско-Кавказском сегменте распространяются как на запад – на склоны соседних впадин Средиземного и Чёрного морей и особенно на Анатолию, так и на восток – в пределы Ирана, Каспийского моря и Южной Туркмении.

3.3.2.1. Активные разломы

В структурном рисунке и кинематике активных разломов Аравийско-Кавказского сегмента и его обрамлений обнаруживаются черты сходства с Памиро-Гималайским регионом. Западной границей Аравийской плиты является меридиональная Левантская зона разломов, нередко называемая Трансформой Мёртвого моря (рис. 66). Она отделяет Аравийскую плиту от Левантинской впадины Средиземного моря, которая в плейт-тектоническом смысле принадлежит Африканской плите. Скорость позднечетвертичных левосдвиговых перемещений вдоль Трансформы оценивается величиной до 7.5 мм/год в окрестностях Мёртвого моря. Севернее, в долине р. Иордан, она, по данным М. Ферри и его соавторов, составляет 4.9 мм/год. Вертикальная составляющая движений не превышает 0.2 мм/год. Скорость накопления современной сдвиговой деформации в зоне разлома оценивается Р. Рейлинджером и его соавторами по GPS данным величиной 4.4 ± 0.3 мм/год. Далее к северу, в сегменте Яммуне в Ливане, зона разломов отклоняется на ССВ и приобретает взбросовую составляющую смещений. Скорость сдвига с конца позднего плейстоцена – 3.9–6.1 мм/год. Скорость накопления современной сдвиговой деформации по GPS данным составляет, согласно Р. Рейлинджеру и его соавторам, 4.8 мм/год, а согласно Ф. Гомецу и его соавторам, 4–5 мм/год при наличии подчинённой компоненты поперечного укорочения.

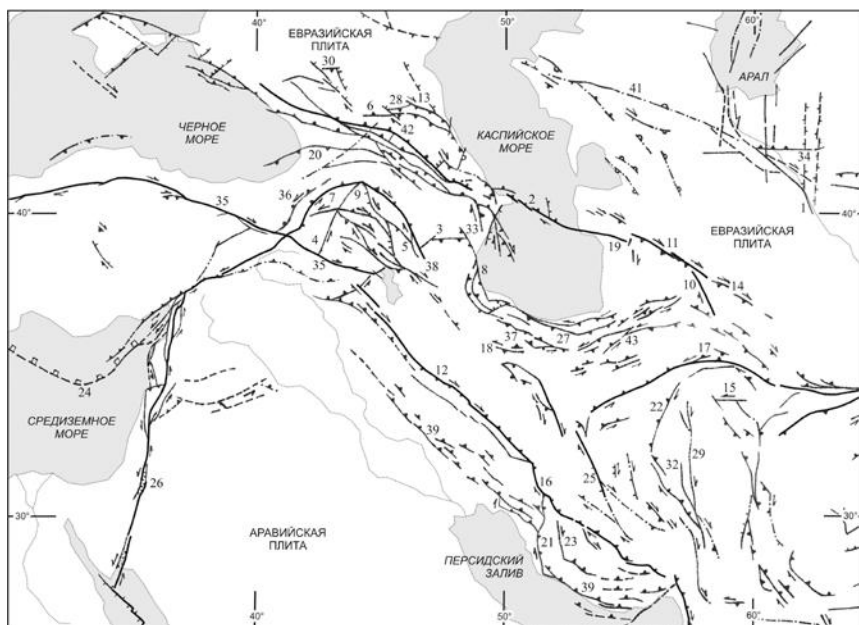


Рис. 66. Активные разломы Аравийско-Кавказского региона [Трифонов, Караханян, 2008]

Условные обозначения см. на рис. 56. Цифры на карте (р. – разлом, з.р. – зона разломов): 1 – Амударьинский р., 2 – Апшеронского порога з.р., 3 – Араксская з.р., 4 – Ахурянский р., 5 – Балыкгельский р., 6 – Владикавказский р., 7 – Восточно-Анатолийская з.р., 8 – Восточного фланга Талышской дуги з.р., 9 – Гарнийская з.р., 10 – Гермабская з.р., 11 – Главный Копетдагский р., 12 – Главный современный разлом Загроса, 13 – Гудермесская з.р., 14 – Гяурсдагский р., 15 – Даште-Байазский р., 16 – Дена р., 17 – Дорунехская (Большекевирская) з.р., 18 – Ипакская з.р., 19 – Исак-Челекенская з.р., 20 – Казбек-Цхинвальский р., 21 – Казерун-Боразджанская з.р., 22 – Калмард р., 23 – Карех-Бас р., 24 – Кипрская дуга, 25 – Кух-Банан р., 26 – Левантская з.р., 27 – Моша р., 28 – Назранская з.р., 29 – Найбанд р., 30 – Нальчикская (Армавир-Невинномысская) з.р., 31 – Памбак-Севанский р., 32 – Равар р., 33 – Сальян-Ленгибизский (Аджичайский) р., 34 – Северного ограничения Бухарской ступени р., 35 – Северо-Анатолийская з.р., 36 – Северо-Восточно-Анатолийская зона, 37 – Северо-Тегеранский р., 38 – Тебризский (Северо-Тебризский) р., 39 – Фронтальная з.р. Загроса, 40 – Ханарасарский р., 41 – Центрально-Устьюртский р., 42 – Черногорская флексура, 43 – Шахрудский р.

На территории Сирии Трансформа разделяется на несколько ветвей. Главной ветвью является зона разломов Эль-Габ, окаймляющая одноимённый грабен. По ней скорость голоценового левого сдвига составляет ~ 5 мм/год [Неотектоника..., 2012]. Скорость варьировала во времени. М.Мегроуи и его соавторы оценивают её величиной 6–6.8 мм/год за последние два тысячелетия по смещению римского акведука. Вместе с тем, скорость накопления современной сдвиговой деформации по GPS данным не превышает 1–2 мм/год. От сегмента Яммуне на северо-восток ответвляется левый взбросо-сдвиг Серхайя, по которому скорость голоценовых перемещений составляет, по данным Ф. Гомеца и его соавторов, 1.4 мм/год (рис. 67).

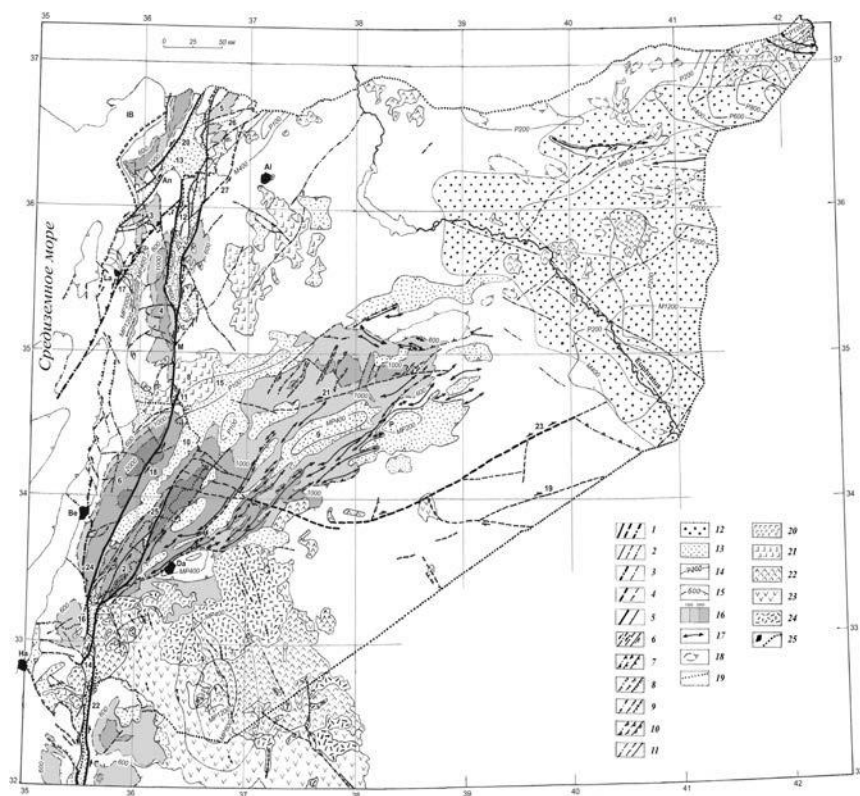


Рис. 67. Схематизированная Неотектоническая карта Сирии [Неотектоника..., 2012]

Цифры на рис. 67: 1, 2 – новейшие разломы с разными скоростями перемещений: 1 – ≥ 1 мм/год, 2 – < 1 мм/год; 3–5 – возраст последних перемещений по разломам: 3 – неоген, 4 – ранний–средний плейстоцен, 5 – поздний плейстоцен и голоцен; 6–11 – морфокинематические типы разломов: 6 – сдвиги, 7 – надвиги и взбросы, 8 – сбросы, 9 – раздвиги (вулканические цепи), 10 – флексуры, 11 – разломы с неизвестным направлением смещений. 12–18 – новейшие впадины и поднятия: 12 – Месопотамский прогиб, 13 – прочие впадины, 14 – изопахиты, м (М – миоцена, МР – миоцен–квартера, Р – плиоцен–квартера), 15 – изолинии поднятия поверхности выравнивания на антиклиналях, 16 – части антиклинальных зон, поднятые на разную высоту, 17 – оси антиклиналей, 18 – слабые четвертичные поднятия в прогибе; 19 – северо-западная граница нижнемиоценовых отложений в Курд-Даге; 20–24 – базальты: 20 – верхнего олигоцена – среднего миоцена, 21 – верхнего миоцена, 22 – плиоцена, 23 – нижнего–среднего плейстоцена, 24 – верхнего плейстоцена и голоцена; 25 – города и государственные границы. *Цифры на карте:* 1–6 – антиклинальные хребты: 1 – Абдель-Азиз, 2 – Антиливан, 3 – Бассит, 4 – Береговой, 5 – Курд-Даг, 6 – Ливанский; 7, 8 – вулканические нагорья: 7 – Джебель-Араб, 8 – Шин; 9–18 – впадины: 9 – Ад-Дау, 10 – долины Баккаа, 11 – Бокайе, 12 – Эль-Габ, 13 – Амик, 14 – Галилейского моря, 15 – Хомсская, 16 – Хула, 17 – Нахр Эль-Кабир, 18 – Ямунне; 19–27 – разломы: 19 – Акфан, 20 – Аманос, 21 – Джхар, 22 – долины Иордана, 23 – Олаб, 24 – Роум, 25 – Серхайя, 26 – Аафрин, 27 – Св. Симеона. Ал – г. Алеппо, Ап – г. Антакия, Ве – г. Бейрут, Да – г. Дамаск, На – г. Хайфа, ИВ – зал. Искандерон, Ла – г. Латакия, М – г. Миссиаф, Р – г. Пальмира

Другое ответвление – простирающийся меридионально разлом Роум, продолжающийся на севере разломами шельфа и континентального склона Средиземного моря. Все они являются левыми сдвигами с более или менее заметной взбросо-надвиговой составляющей. Один из таких разломов, Тартусский, выражен в рельефе шельфа кулисным рядом небольших поднятий-антиклиналей, к числу которых относится о-в Арвад.

На юге Турции Трансформа Мёртвого моря причленяется к Восточно-Анатолийской зоне разломов северо-восточного простиранья. Юго-западное окончание зоны представлено эшелонированным рядом разломов, крупнейшие из которых (с запада на восток): Якапинар-Гёксун, Аманос и Восточный Хатай. По всем этим разломам выявлены позднечетвертичные левосдвиговые смещения и, вместе с тем, уступающие им по величине взбросовые смещения, выраженные в рельефе уступами. Согласно модели Р. Рейлинджера

и его соавторов, основанной на результатах GPS-измерений, скорость сдвига составляет ~ 6.8 мм/год юго-западнее причленения к ней восточной ветви Трансформы и сокращается до 5.5 ± 0.5 мм/год юго-западнее причленения к ней западной ветви Трансформы. При этом на западном участке появляется и становится соизмеримой со сдвигом компонента поперечного удлинения, отражающая условия косого растяжения (транстенсии). Северо-восточнее Восточно-Анатолийская зона становится более компактной, сохраняя левый взбросо-сдвиговый тип смещений с многократным преобладанием сдвиговой компоненты. Скорость сдвига, по данным GPS измерений, составляет там 9–10 см/год. Из них лишь 4–8 мм/год приходится собственно на разломы зоны, а остальное рассредоточено в полосе шириной до 100 км [Mc Clusky et al., 2000].

Далее к северо-востоку Восточно-Анатолийская зона пересекается с Северо-Анатолийской зоной разломов. Вдоль последней юго-восточнее пересечения скорость четвертичного правого сдвига достигает, по данным Ф. Шароглу, 9 мм/год. Зона кулисно подставляется Главным современным разломом Загроса (правым сдвигом) юго-восточного простиранья. На Дорудском сегменте разлома скорость позднечетвертичного сдвига составляет 5–10 мм/год. Основным юго-восточным продолжением разлома является разлом Дена, который сначала простирается на юг и характеризуется преимущественно правосдвиговыми смещениями, а затем отгибается на юго-восток, где вдоль его ветвей начинает преобладать надвигание, сопряжённое со складчатостью. От разлома Дена на юг ответвляются Казерун-Боразджанская и Карехбасская правосдвиговые зоны. Первая на меридиональном отрезке характеризуется скоростью сдвига ~ 5 мм/год и затухает к югу по мере того, как от неё ответвляются на юго-восток складчато-надвиговые структуры Загроса. Вторая зона в северной части также является меридиональным сдвигом, а южнее переходит во флексурно-надвиговую зону юго-восточного простиранья с поднятым северо-восточным крылом. Зависимость типа движений от изгибов разломов совмещается с тем, что северо-западнее разломы, следующие вдоль границы Аравийской плиты, характеризуются правосдвиговыми смещениями. В складчатом поясе Загроса развиваются параллельные этому сдвигу складчато-надвиговые структуры. Позднечетвертичное поперечное укорочение складчатого пояса, подсчитанное суммированием надвиговых смещений, достигает нескольких миллиметров в год.

Северо-Анатолийская зона разломов следует от места пересечения с Восточно-Анатолийской зоной на северо-запад и затем на запад более, чем на 1000 км вдоль всей Анатолии и состоит из ряда разломов, нередко расположенных эшелонированно относительно друг друга. От зоны на юго-запад отходят оперяющие разломы с признаками правосдвиговых смещений. Вдоль самой зоны описаны многочисленные примеры позднечетвертичных правых смещений речных и овражных долин и других молодых форм рельефа на десятки и сотни метров; при этом вертикальная компонента смещений переменна и существенно уступает сдвиговой, а местами отсутствует. О. Козадж и его соавторы приводят определения скорости позднеголоценового сдвига 20.5 ± 5.5 и 18.6 ± 3.5 мм/год в центральной части зоны. На западе зона разделяется на несколько ветвей, и С. Пукси и его соавторы оценивают скорость позднечетвертичного сдвига в 15.0 ± 3.2 мм/год по северной ветви. А. Китаци рассчитала скорость сдвига суммированием тензоров сейсмических моментов землетрясений XX в. Рассчитанная скорость уменьшается от 27 до 16 мм/год с востока на запад. В течение последнего сейсмического цикла, продолжавшегося около 300 лет и достигшего максимума при землетрясении 26.12.1939 с магнитудой $M_S=7.8$, суммарное сдвиговое смещение составило 5–8 м. Экстраполируя эту величину в прошлое, получаем скорость сдвига 17–27 мм/год. Согласно GPS измерениям, скорость сдвига составляет ~24 мм/год [Mc Clusky et al., 2000]. Она распределена в полосе шириной до 100 км, и собственно на зону разлома приходится только 20 мм/год, а в центре зоны – не более 15 мм/год. В сбалансированной модели Р. Рейлинджера и его соавторов, основанной на GPS данных, скорость сдвига уменьшается с востока на запад от 25.7 ± 0.2 до 24.2 ± 0.2 мм/год.

Восточно-Анатолийская зона разломов севернее её пересечения с Северо-Анатолийской зоной представлена двумя ветвями. Западная ветвь, названная Ф. Шароглу Северо-Восточной Анатолийской зоной, образована разломами юго-восточных бортов Чатской и Эрзрумской впадин, разломом Думлу и разломами возле с. Нарман и г. Олту. Вдоль них отмечены позднечетвертичные взбросовые, а по разлому Думлу также превосходящие их левосдвиговые смещения. Зона прослеживается до г. Ахалкалаки в Южной Грузии, где кулисно подставляется Казбек-Цхинвальским разломом северо-восточного простираения.

Восточная ветвь Восточно-Анатолийской зоны с признаками левосдвиговых смещений простирается сначала параллельно западной ветви, а северо-восточнее всё более отклоняется к востоку. Плоскость разлома круто ($50\text{--}60^\circ$) наклонена на северо-запад. На северо-восточном окончании, в долине р. Памбак Северной Армении, восточная ветвь под углом 17° сочленяется с Памбак-Севанской зоной правых сдвигов, характеризующихся скоростью движений ~ 5 мм/год. Памбак-Севанская зона к востоку затухает, но от неё на юго-восток ответвляется Ханарасарская зона разломов со скоростью позднечетвертичного правого сдвига $4.5\text{--}5$ мм/год. Вертикальная компонента уступает сдвиговой в $7\text{--}12$ раз, причём чаще поднято северо-восточное крыло. А.С. Караханян объединяет Памбак-Севанский и Ханарасарский разломы в Памбак-Севан-Сюникский разлом. На юго-восточном окончании он кулисно подставляется северо-западными ветвями Тебризского правого взбросо-сдвига. Сливаясь, они отгибаются к востоку, причём взбросонадвиговая компонента возрастает. К юго-востоку от Тебризского разлома, в тылу Загроса, известны новейшие разломы, позднечетвертичная активность которых установлена лишь в отдельных сегментах. Они также характеризуются правосдвиговыми смещениями со взбросовой компонентой, возрастающей по мере отклонения разломов к востоку.

Восточная ветвь Восточно-Анатолийской зоны, Памбак-Севанский и Ханарасарский разломы образуют Северо-Армянскую дугу активных разломов, обрамляющую Малокавказский синтаксис. У разломов дуги почти везде взброшены северные крылья, а сдвиговая составляющая перемещений, близкая к 5 мм/год, многократно превосходит вертикальную составляющую. В описанную внешнюю дугу вложена вторая, внутренняя, дуга активных разломов, более круто изогнутая и касающаяся внешней дуги в её вершине. Внутренняя дуга представлена Ахурянским разломом северо-восточного простирания и Гарнийской зоной разломов северо-западного простирания. На космических снимках турецкой части Ахурянского разлома видны левосдвиговые смещения мелких речных и овражных долин. На вертикальные смещения указывают детальное сопоставление разрезов четвертичных отложений в крыльях разлома северо-западнее г. Гюмри и грабенообразное строение зоны разлома в районе Ахурянского водохранилища.

Гарнийская зона состоит из нескольких сегментов северо-западного простираия, расположенных кулисно друг относительно друга таким образом, что каждый более южный сегмент начинается восточнее предыдущего. Окончания сегментов соединены более короткими разрывами, простирающимися также на северо-запад, но более широтно, чем сами сегменты. Короткие разрывы и окончания сегментов образуют своеобразные ромбовидные структуры. Голоценовые и позднплейстоцен-голоценовые смещения вдоль двух северных сегментов, Алаварского и юго-восточнее Мармарик-Азатского (каждый имеет длину ~60 км), дают скорость сдвига 2 мм/год. Вертикальная компонента смещений (поднятие северо-восточного крыла) уступает сдвиговой в 10–15 раз. Лишь на северо-западе она возрастает, и её отношение к сдвиговой составляющей достигает $1/2 \div 1/4$. Такие же скорости и соотношения компонент перемещений установлены в более южном 50-километровом сегменте разлома, протягивающемся от с. Гелайсор до с. Арени. Юго-восточнее Гарнийская зона разветвляется. Одна из ветвей протягивается на 80 км к ЮВ до берега р. Аракс южнее г. Нахичевань, где смыкается с Аракской зоной разломов северо-восточного простираия. Другая ветвь, Арпа-Зангезурская, следует на ВЮВ и достигает Ханарасарского разлома.

Аракская зона молодых нарушений выражена на земной поверхности сравнительно непротяженными уступами террас и склонов долины р. Аракс. Эшелонированное расположение уступов позволяет предполагать наличие левосдвиговой компоненты движений. Аракская зона в сочетании с активными разломами Талышских гор образует Талышскую дугу меньших, чем Северо-Армянская, размеров, также выпуклую на север. Разломы Талышских гор имеют в плане форму Z-образного пучка, в центре которого разломы сближены и простираются почти меридионально вдоль Каспийского побережья, а на севере и юге отклоняются на СЗ и ЮВ, постепенно удаляясь один от другого. На севере разломы пучка образуют фронт дуги и сопрягаются с Аракской зоной, а на юге сочленяются с активными разломами Западного Эльбурса. Вдоль разломов Талыша выявлены молодые взбросовые смещения, возможно, с правосдвиговой компонентой. Как правило, подняты западные крылья.

Итак, в активной тектонике Аравийско-Иранского сегмента Альпийско-Гималайского пояса выявляется ряд черт, общих с Па-

миро-Гималайским сегментом. Это, прежде всего, отмеченные выше направления смещений на обрамлениях Аравийской плиты – по Левантской и Восточно-Анатолийской зонам, тождественным Чаманской и Дарваз-Алайской, и по восточному отрезку Северо-Анатолийской зоны, Главному современному разлому Загроса и его южному продолжению, сходным с Памиро-Каракурумским разломом. Много общего также в активной тектонике Загроса и южных склонов и предгорий Гималаев. Вместе с тем, наблюдаются и отличия. Одно из них состоит в том, что обрамляющие Аравийскую плиту Восточно-Анатолийская и Северо-Анатолийская зоны пересекаются вблизи с. Карлиова и продолжают соответственно на СВ и СЗ. В месте пересечения они испытывают ветвления и изгибы, свидетельствующие о многократно повторявшихся взаимных сдвиговых смещениях зон. Вторая особенность описываемого региона – своеобразные миндалевидные структуры (рис. 68).

Одна из них, Гегам-Варденисская, ограничена с севера Памбак-Севанским разломом, а с юга Арпа-Зангезурской ветвью Гарнийского разлома. Западным ограничением служит Гарнийский разлом, а восточным – Ханарасарский. Все эти разломы характеризуются правосдвиговыми смещениями, но на северном и южном ограничениях они сочетаются со взбросовыми, отражающими сжимающую составляющую движений, тогда как у простирающихся на СЗ–ЮВ разломов западного и восточного ограничений вертикальная составляющая часто является сбросовой, и видимой сжимающей компоненты движений нет. Еще более отчетливо эта зависимость динамической обстановки образования разломов от их простираения проступает во внутреннем строении «миндалины».

Ее северная часть понижена и заполнена водами Севана, а южная и западная сложены четвертичными вулканическими породами. В поле их распространения находится Гегамская структура – вложенная «миндалины» меньшего размера. Ее северо-восточное ограничение в основном скрыто позднеплейстоценовыми вулканическими образованиями и обнажено лишь на крайнем северо-западе и на юго-востоке. Это разлом Мармарик–Камо с признаками правого сдвига, ответвляющийся от Гарнийского разлома. Юго-восточнее г. Камо разлом отгибается к югу и переходит в меридиональную полосу сбросов восточного борта структуры. Они выражены как смещениями вулканитов и обломочных отложений, так и

уступами поверхности. Амплитуды позднечетвертичных смещений измеряются метрами, достигая в отдельных случаях 15–20 м. Чаше опущены западные крылья. Наряду с этим, выявлены правые смещения пересекаемых овражных долин амплитудой до 200 м.

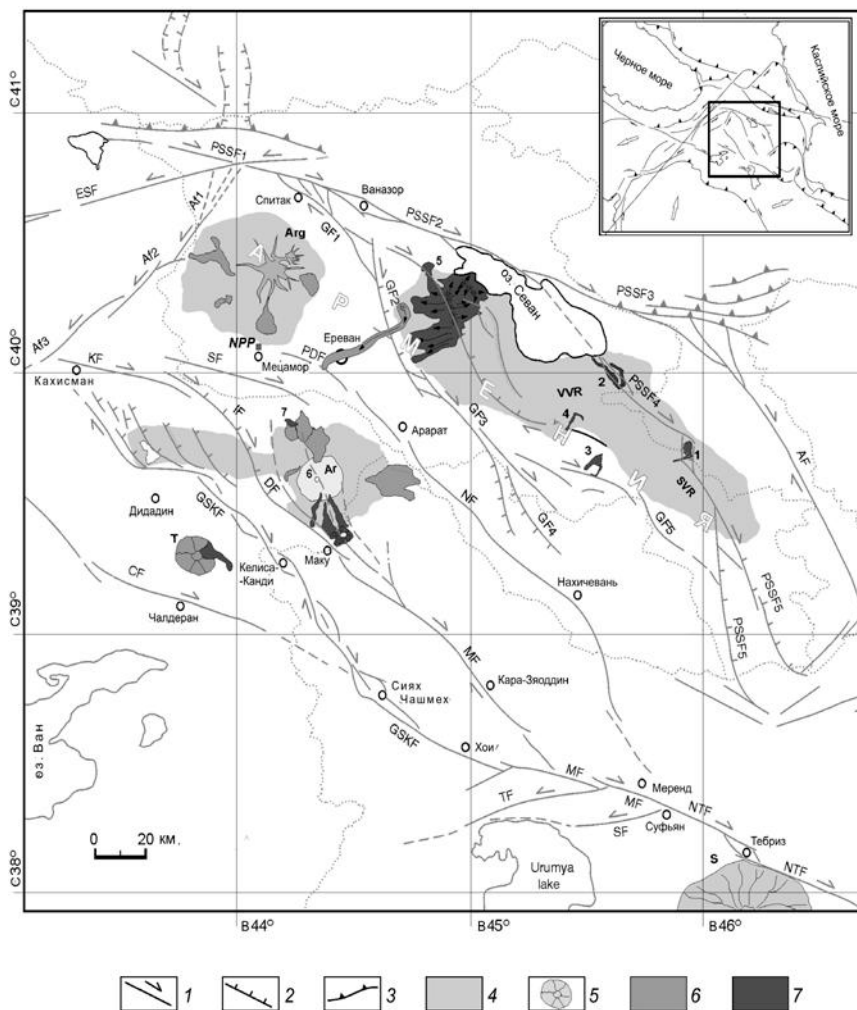


Рис. 68. Активные разломы Армянского нагорья, Гегам-Варденисская и Араратская миндалевидные структуры и вулканические центры в них [Трифонов, Караханян, 2008]

Цифры на рис. 68: 1–3 – активизированные новейшие разломы: 1 – сдвиг, 2 – сброс, 3 – надвиг или взброс; 4–7 – вулканические образования: 4 – средне-позднеплейстоценовые, 5 – вулкан Тендурек (Т), 6 – позднеплейстоценовые, 7 – голоценовые. Буквенные и цифровые обозначения. Голоценовые вулканы и лавовые потоки: 1 – Цхук–Каркар (Сюникская структура *pull-apart*), 2 – Порак, 3 – Смбацар, 4 – Вайоцар; крупные вулканы: Аг – Арарат, Арг – Арагац, S – Сипан; вулканические нагорья: SVR – Сюникское, VVR – Вардениское; разломы: AF1,2,3 – Ахурянский, AF – Акеринский, CF – Чалдеранский, ESF – Восточно-Анатолийский, GF1,2,3,4 – Гарнийский, GF5 – Арпа-Зангезурский, GSKF – Балыкгельский, IF – Игдирский, KF – Кагысманский, MF – Маку, NF – Нахичеванский, NTF – Северо-Тебризский, PSSF1,2,3 – Памбак-Севанский, PSSF4 – Ханарасарский, PSSF5 – южные продолжения Ханарасарского разлома, Гиратахское на востоке и Дебаклинское, активное лишь фрагментарно, на западе, SF – Сардарапатский

Араратская миндалевидная структура (см. рис. 68) ограничена с юго-запада Балыкгельским разломом, переходящим на юго-востоке в Северо-Тебризский разлом восток-юго-восточного простирания. Юго-восточнее г. Меренда (Иран) он смыкается с Сардарапат-Нахичеванским разломом, образующим восточную и северную границы «миндалины». Разлом простирается от г. Меренда на север до г. Нахичевани, далее отгибается на северо-запад и запад вдоль левобережья р. Аракс и возле г. Кагызман (Турция) вновь смыкается с окончанием Балыкгельского разлома. Вдоль оси «миндалины» простирается прямолинейный разлом Маку, сливающийся с Балыкгельским на северо-западе структуры. По всем указанным разломам обнаружены признаки позднечетвертичных правосдвиговых перемещений. Вертикальная компонента испытывает характерные изменения. На южном (Северо-Тебризский разлом) и северном (западная часть Сардарапатского разлома) краях она является взбросовой, причём у Сардарапатского разлома опущено южное крыло. На восточном краю структуры тип вертикального смещения скорее всего сбросовой. Такие же смещения обнаружены нами и вдоль Балыкгельского разлома южнее оз. Балык. На участках кулисного подставления его сегментов выявлены мелкие ромбовидные и миндалевидные структуры. На северо-западе от сливающихся разломов Балыкгельского и Маку отходят на север много-

численные сбросы и правые сбросо-сдвиги, образующие структуру «конского хвоста».

Различие типов вертикальных движений, взбросового на северном и южном краях «миндалины» и преимущественно сбросового на её западном и восточном краях и у оперяющих разломов, при доминирующем правом сдвиге роднит Араратскую «миндалину» с Гегамской и позволяет рассматривать их как структуры, возникающие между сдвиговыми зонами по тому же принципу, как возникают структуры типа *pull-apart* между сегментами сдвига.

Севернее Северо-Армянской и Талышской дуг активные разломы образуют северный фронт Аджаро-Триалетии и особенно многочисленны в южных предгорьях и на южном склоне Большого Кавказа. С.И. Кулошвили, обобщивший данные о таких разломах на территории Грузии, отмечает вдоль них молодые надвиговые и взбросовые смещения. Преобладание надвигов и взбросов характерно, по данным М.Л. Коппа и В.Г. Трифонова, и для территории Азербайджана. С надвигами и взбросами сопряжены растущие антиклинали, наиболее эффектно проявленные на востоке Аджинурской складчатой зоны. Здесь на крутом южном крыле Карамарьянской антиклинали скорость относительного вертикального перемещения поверхности позднеплейстоценовой террасы достигает 1–2 мм/год [Милановский, 1968]. Судя по изменению глубины вреза древнего ирригационного канала, движения продолжались в историческое время.

Большинство активных разломов южного склона и южных предгорий Большого Кавказа, простирающихся на ЗСЗ параллельно оси горного сооружения, характеризуются взбросо-надвиговыми смещениями. Но по некоторым разломам, отклоняющимся на СЗ от этого направления, обнаружены молодые правосдвиговые смещения. Они представлены в зоне Сальян-Ленгизбизского (Аджичайского) правого взбросо-сдвига на южном склоне Юго-Восточного Кавказа. Средняя скорость сдвига по нему с конца плейстоцена достигает 1 мм/год. Правые взбросо-сдвиги продолжаются на юго-восток в Южный Каспий. Направления молодых смещений по разломам южного склона Большого Кавказа отражают условия субмеридионального или северо-северо-восточного горизонтального сжатия и укорочения. Этому не противоречит появление непротяженных левых сдвигов северо-восточного простирания и сбросов север-северо-восточной ориентировки в Южном Дагестане. При-

мером последних является Каflan-Калинский сброс, скорость позднеплейстоценовых движений по которому составляет 1 мм/год.

На северных склонах и предгорьях Большого Кавказа скорости позднечетвертичных движений меньше, чем в зоне южного склона, но преобладают активные нарушения тех же двух главных направлений: во-первых, широтного и запад-северо-западного и, во-вторых, северо-западного. Первое направление в Дагестане представлено взбросами, наклоненными на юг, реже на север. В Чечне к нему относится Черногорская флексура, которой, по-видимому, соответствует под осадочным чехлом разлом консолидированного основания. На западе флексура кулисно подставляется Владикавказским и Балтинским разломами, с которыми сопряжены асимметричные антиклинали с крутыми южными крыльями [Милановский, 1968]. Изменения высот террас конца позднего плейстоцена указывают на скорости перемещений 1–2 мм/год. Меньшие скорости движений характеризуют подобные разломы и флексуры на Центральном Кавказе.

Северо-западное направление представлено глубинными зонами активных разломов, выраженными на поверхности лишь косвенными признаками. Таковы тектонические нарушения Каспийского побережья между г. Махачкала и Дербент, Гудермесская и Назранская зоны в Чечне, Лысогогорская флексура и Нальчикская (Армавир-Невинномысская) зона разломов на Центральном Кавказе. Особенности поля напряжений, восстановленного по ориентировке молодых трещин, позволили Л.М. Расцветаеву предполагать вдоль разломов, наряду с вертикальной, правосдвиговую составляющую движений. Северо-Западный Кавказ имеет сходные особенности смещений по разломам. Их дополняют там сбросы и левые сбросо-сдвиги северо-восточного простирания, фиксируемые в деформациях морских террас.

Активная тектоника Центрального Ирана и Эльбурса определяется подвижками по разломам, простирающимся, во-первых, на восток или ВСВ и, во-вторых, на север или ССЗ. На севере преобладают субширотные активные нарушения. По данным М. Берберяна, они представлены в Эльбурсе и на обоих его склонах, где характеризуются взбросовыми смещениями. Однако при Рудбарском землетрясении 20 июня 1990 г. с магнитудой 7.2 по продольному разлому Эльбурса произошла подвижка до 1 м с преобладающей левосдвиговой компонентой смещения, а определение

механизма очага показало почти чистый левый сдвиг. Кулисный ряд разломов, которые, наряду со взбросовой, имеют левосдвиговую компоненту смещений протягивается вдоль южных предгорий Эльбурса [Трифонов, Караханян, 2008]. На западе ряда находится Ипакская зона разломов протяженностью ~100 км. Выявлены молодые левосдвиговые смещения, превосходящие взбросовую компоненту. Смещение конуса выноса начала позднего плейстоцена позволило оценить скорость сдвига в 0.5–1.5 мм/год. По Северо-Тегеранскому разлому очевидны четвертичные и местами позднечетвертичные взбросовые и надвиговые смещения. Однако на северном краю г. Тегерана возле Университета Шахид Бехешти по омоложенному сегменту разлома можно предполагать левое смещение на 100–200 м долины р. Дараке. Северо-Тегеранский разлом примыкает на востоке к разлому Моша, который протягивается на 175 км на ВЮВ. Его северное крыло взброшено, но преобладают левосдвиговые смещения. Скорость голоценового сдвига ≥ 2 –2.5 мм/год, а суммарная средняя скорость взбросо-сдвиговых перемещений > 3 мм/год. Возможным восточным продолжением этой системы левых взбросо-сдвигов является активный разлом восток-северо-восточного простираения, по которому Н. Уэллман, назвавший его Шахрудским, отдешифровал на аэрофотоснимках левые смещения водотоков. Такие же смещения установили И. Чаленко и М. Берберян по Даште-Байазскому разлому на востоке Ирана.

Более сложный характер смещений выявлен вдоль расположенного между Шахрудским и Даште-Байазским разломами 700-километрового Большекевирского (Дорунехского) разлома. Он образует пологую выпуклую на север дугу, которая в более протяженной западной части простирается на ВСВ, а в восточной части – на ВЮВ. От вершины дуги на ВСВ ответвляется 100-километровый разлом Асадабад с признаками надвига и левого сдвига. А.С. Караханян, обследовавший зону Дорунехского разлома в 1998 г., обнаружил в его западной части молодые левосдвиговые смещения, которые восточнее ответвления Асадабадского разлома сменяются правосдвиговыми. По существу, соотношение между сегментами с разным направлением сдвига такое же, как между Восточно-Анатолийским и Памбак-Севанским разломами в Северо-Армянской дуге, и также отражает субмеридиональное укорочение, которое, возможно, связано в данном случае с север-

ным дрейфом Лутского массива, обусловленным давлением Оманского малого синтаксиса.

Разломы субмеридиональной системы обрамляют с запада и востока Лутскую впадину. На западном обрамлении это разломы Кух-Бенан, Равар, Найбенд и Калмард. Их простирания изменяются от северо-северо-западного и меридионального на юге до северо-северо-восточного на севере. Независимо от изменения простираний по разломам везде, по данным М. Берберяна, имеют место правосдвиговые смещения молодых форм рельефа, которые сопровождаются сбросовой или, чаще, взбросовой составляющей. Правосдвиговые смещения выявлены и в зоне меридионального разлома Джаббар, пересекающего восточную часть Даште-Байазского разлома. На восточном обрамлении Лутской впадины отмечены молодые вертикальные смещения.

Характер позднечетвертичных смещений по разломам Центрального Ирана указывает на северо-восточное направление максимального укорочения земной коры, что совпадает с направлением сжатия в очагах большинства сильных землетрясений региона. Активные разломы распределены неравномерно, ограничивая более или менее крупные блоки. Однако наличие таких блоков мало искажает однообразие динамической картины, сходной с той, что реконструирована для Центральной Азии к северу от Тибета.

В Северном Иране динамическая обстановка разрывообразования иная: северный дрейф Лутского массива привел к образованию новейшей структурной дуги Аладаг-Биналуда и в целом Туркмено-Хорасанских гор. По продольным разломам дуги зафиксированы молодые взбросовые и надвиговые смещения. С севера дуга ограничена зоной Главного Копетдагского разлома северо-западного простирания, по которому выявлены многочисленные правосдвиговые смещения, в 2–8 раз превосходящие взбросонадвиговую компоненту движений. Между городами Казанджик и Ашхабад они распределены по двум ветвям разлома, наклоненным под углами 40–60° ЮЗ. Суммарная скорость сдвига в обеих ветвях достигает 2 мм/год. На непротяженных участках юго-восточнее с. Искандер и южнее с. Келята зона Главного Копетдагского разлома резко изгибается на ВСВ и обнаруживает признаки молодых надвиговых перемещений. Возле с. Пароу к разлому с ЮЗ причленяются сопряженные с ним активные левые сдвиги. В районе г. Бахардена, западнее с. Багир и в районе г. Ашхабада от зоны Главно-

го разлома отходят на ЮВ оперяющие ее Гермабская, Асельминская и Харварская правосдвиговые зоны. Сложное сочетание разнонаправленных активных нарушений выявлено юго-восточнее Ашхабада. Здесь есть субширотные надвиги, с которыми иногда связаны молодые складчатые деформации, северо-западного направления правые и северо-восточного – левые сдвиги и небольшие зоны сбросов и раздвигов меридионального и северо-северо-восточного простираний. Всё это указывает на преимущественно меридиональное направление горизонтального сжатия и укорочения.

В Западном Копетдаге зона Главного разлома продолжается до Малого Балхана и далее, деградируя, до северо-восточного склона хребта Большой Балхан. Она кулисно подставляется с юга Исак-Челекенской зоной молодых разрывов, вдоль которой выявлены правосдвиговые и уступающие им в 3–4 раза вертикальные смещения. Исак-Челекенская зона продолжается на СЗ зоной разломов Апшеронского порога, которая на Большом Кавказе кулисно подставляется зоной Главного взброса.

3.3.2.2. Новейшая структура и её развитие

На северо-западном фланге Аравийской плиты, в горах Бассит и Курд-Даг в Северо-Западной Сирии (1 на рис. 69), офиолиты Неотетиса залегают, по данным А.Л. Книппера и его соавторов, на платформенном чехле до морского кампана или нижнего маастрихта включительно в надвиговых чешуях, перекрытых верхнемаастрихтскими и более молодыми морскими отложениями неоавтохтона. В аллохтонном комплексе Бассита выделены нижний покров Тамима, сложенный вулканогенно-осадочными породами с фауной от верхнего триаса до нижнего сеномана, и верхние собственно офиолитовые покровы. Реликты того же офиолитового разреза вскрыты на окраине г. Антакия (Антиохия) в зоне разлома Хатай, одной из ветвей Восточно-Анатолийской зоны левых взбросо-сдвигов (2 на рис. 69). Чтобы понять, можно ли рассматривать эти покровы как проявления начала коллизии, обратимся к Кипру (3 на рис. 69).

Аргументом за то, что о. Кипр представляет собой часть активной островной дуги, являются мантийные землетрясения, большинство которых приурочено к её северо-западному окончанию, и прогиб между о. Кипр и подводным поднятием Эратосфен, кото-

Зона Мамония на юго-западе о. Кипр состоит из нескольких тектонических покровов. На нижнем покрове метаморфических пород с возрастом метаморфизма ~89–90 млн лет залегает полимиктовый серпентинитовый меланж, а верхние покровы состоят из вулканогенных, кремнистых и карбонатных пород от верхнего триаса до альба–сеномана. Центральная параавтохтонная зона Троодос – классический разрез палеоокеанической коры. Согласно С.А. Силантьеву и его соавторам, его магматическая часть имеет возраст 90–92.5 млн лет, а перекрывающие её пелагические осадки содержат радиолярии турона–сантона. Неоавтохтон обеих зон сложен карбонатами и терригенно-карбонатными осадками маастрихта–тортона, от которых плиоцен отделён мессинскими эвапоритами. Зона Кирения на севере о. Кипр образована, по данным А. Робертсона, мелководными карбонатами верхнего триаса – мела, пелагическими карбонатами маастрихта–палеоцена и эоценовыми турбидитами.

Согласно интерпретации К.А. Крылова и его соавторов, с позднего триаса этот район был частью Тетиса. В сеноман–туроне на границе с Левантинским субокеаническим бассейном Неотетиса обособилась энсиматическая Протокипрская островная дуга, а за ней – задуговой бассейн зоны Троодос с проявлениями спрединга. Однако убедительных признаков островодужной природы Протокипрской структуры нет, и более правильной представляется её трактовка как подводного поднятия, севернее которого Неотетис продолжался. Перед поднятием возник аккреционный комплекс Мамония, который в кампане приобрёл покровную структуру. В позднем кампане – раннем маастрихте севернее поднятия спрединг сменился глубоководным осадконакоплением. В маастрихте произошли взаимосвязанные преобразования, выразившиеся во вращении зоны Троодос, надвигании на неё комплекса Мамония и надвигании северо-восточных продолжений зоны Троодос и комплекса Мамония (зоны Тамима) на Аравийскую плиту. После этой фазы деформаций относительно глубоководное осадконакопление продолжалось в северном прогибе до позднего олигоцена – раннего миоцена, когда на прогиб надвинулась зона Кирения, что можно считать началом коллизии. После этого мелководное осадконакопление происходило до позднего плиоцена, когда поднятие привело к образованию современного о. Кипр. Между ним и Южным Тавром сохранился прогиб Киликия–Адана.

А. Робертсон и его соавторы выделили в смежной части Южно-Таврской зоны меланжевый комплекс Мисис-Андирина (4 на рис. 69), нижнее структурное подразделение которого сложено верхнемеловыми вулканитами островодужного типа и пелагическими осадками палеоцена – среднего эоцена. Его перекрывают тектонически брекчированные блоки мезозойских известняков, принесённые с карбонатной платформы Таврида вместе с обломками офиолитов Южно-Таврской зоны. Блоки и обломки сцементированы полимиктовым материалом турбидитового типа. Предполагается, что за фазой диастрофизма конца мела – начала палеогена, приведшей к обдукции офиолитов, последовало углубление реликтового бассейна Неотетиса в палеоцене – среднем эоцене. Субдукция конца эоцена – олигоцена привела к образованию на северном континентальном склоне бассейна аккреционной призмы, сложенной материалом мезозойской океанской коры и её раннепалеогенового чехла. На отложения призмы сползли блоки карбонатного чехла Таврида. Затем последовали коллизия Таврида с Аравийской плитой и перекрытие аккреционной призмы нижнемиоценовыми осадками. Юго-западная часть реликтового бассейна сохранилась в виде впадины Киликия–Адана.

Уточняющие данные о времени перерастания субдукции в коллизию и последующих тектонических преобразованиях получили А. Акинчи и его соавторы для участка Южно-Таврской зоны и её южного обрамления западнее Восточно-Анатолийской зоны левых взбросо-сдвигов возле с. Чаджляансерит между г. Караманмараш и Малатья (5 на рис. 69). Южно-Таврская зона образована здесь серией надвиговых пластин, в основании которых залегают грубообломочные породы с обломками офиолитов. Выше следует офиолитовый меланж, причём восточнее аналогичные офиолиты прорваны верхнемеловыми гранитными телами. На офиолиты надвинут осадочный меланж Булгуркая, состоящий из глыб иolistостром метаморфических пород формации Малатья, верхнемеловых и эоценовых мелководных известняков и песчаников, сцементированных метаморфизованным пелагическим материалом. Верхняя пластина образована метаморфическим комплексом Малатья, представляющим фундамент Таврида. Форланд Аравии сложен эоценовыми и нижнемиоценовыми карбонатами, замещавшимися в раннем-среднем миоцене к северу относительно глубоководными турбидитами, материал которых поступал с Таврида. Предполагает-

ся, что офиолиты представляют фундамент субдуцировавшей под Тавриды коры остаточного бассейна Неотетиса, а матрикс осадочного меланжа Булгуркая – её чехол, причём формация Булгуркая является аккреционной линзой на Таврской стороне прогиба. Коллизия началась в олигоцене – раннем миоцене, и нижне-среднемиоценовые турбидиты отлагались в прогибе, возникшем при надвигании Таврид на край Аравийской плиты. Надвигание продолжалось и позднее. Из-за связанного с ним подъёма края Таврид увеличился снос обломочного материала, приведший к накоплению южнее надвиговой зоны верхнемиоцен-плиоценовых аллювиально-пролювиальных толщ. Усиление поднятия Таврского хребта в конце плиоцена – начале плейстоцена отразилось в возрастании грубообломочности отложений. Продолжавшееся давление Таврид вызвало их прогрессирующую складчатость, которая в плиоцене–квартере осложнилась левосдвиговыми смещениями вдоль Восточно-Анатолийской зоны разломов.

На северо-восточном фланге Аравийской плиты, в зоне Главного Загросского надвига, сохранились деформированные следы субдукции Неотетиса в виде мезозойских офиолитов и относительно глубоководных палеоцен-эоценовых отложений. После их деформации между Аравийской плитой и структурами Центрального Ирана, отделёнными зоной Главного надвига, сохранялся реликтовый бассейн. В его обращённой к надвигу северо-восточной части в течение олигоцена, раннего и, возможно, части среднего миоцена отлагалась терригенная формация Резак, несогласно перекрывшая нижележащие толщи и замещавшаяся на краю Аравийской плиты более мелководными отложениями. Последовавшее затем накопление песчано-глинистой формации Мишан (средний и, возможно, верхний миоцен) происходило уже в коллизионных условиях в Месопотамском передовом прогибе. Обломочный материал для этой формации поступал с северо-восточного крыла надвига, из Санададж-Сирджанской зоны Центрального Ирана.

Постепенность перехода от субдукции к коллизии здесь обусловлена тем, что прилегающая часть Аравийской плиты, начиная с венда, устойчиво прогибалась, и мезозойско-палеогеновые отложения прогиба постепенно сменялись отложениями Неотетиса. Соответственно, сглаженным был и переход от утонённой континентальной коры к океанической. Граница континентальной части плиты была неровной, и при сокращении остаточного прогиба

Неотетиса разные её части достигли Главного надвига в разное время. Это обусловило поперечную сегментацию складчатого сооружения Загроса, возникшего при коллизии на прилегающей к Главному надвигу части передового прогиба. На юго-востоке, вблизи Персидского залива, различаются северо-западный сегмент Дезфул с континентальной корой (6 на рис. 69) и юго-восточный сегмент Фарс, где кора была утонённой и, возможно, более мафической (7 на рис. 69).

Оба сегмента имеют вергентную на юго-запад складчато-надвиговую структуру. По характеру деформаций с СВ на ЮЗ выделены четыре зоны: Чешуйчатая, Высокого Загроса, Низкого Загроса и Предгорная. Их различают интенсивность деформаций, наибольшая в Чешуйчатой зоне, средняя высота, ступенчато убывающая в юго-западном направлении, и, главное, время деформаций. В сегменте Фарс возраст грубой молассы, маркирующей фазу выражения развивавшихся антиклиналей в рельефе, последовательно изменялся с удалением от Главного надвига [Неотектоника..., 2012]. Рельефообразование в Чешуйчатой зоне началось в среднем–позднем миоцене, сразу после начала коллизии, и продолжалось до плиоцена. В Высоком Загросе эта эпоха охватывает диапазон времени от конца миоцена – начала плиоцена (5.3–4.9 млн лет) до конца плиоцена (2.7–2.3 млн лет), а в Низком Загросе – с позднего плиоцена – гелазия (3.1–2.3 млн лет) до позднего калабрия – начала среднего плейстоцена (1.2–0.7 млн лет). В Предгорной зоне она началась в конце раннего – начале среднего плейстоцена (0.9–0.5 млн лет назад) и продолжается поныне.

Согласно предложенной интерпретации эволюции Загроса [Неотектоника..., 2012], коллизионное сжатие в зоне Главного надвига привело к возникновению перед его фронтом в Чешуйчатой зоне пологих складок типа тех, что сейчас развиваются в Предгорной зоне. Складки прямо отражались в рельефе и, разрушаясь, служили источником обломочного материала, на первых порах относительно тонкого. По мере увеличения складчатых изгибов началось скольжение осадочного чехла по отдельным плоскостям, которые постепенно сливались в общий срыв в базальной вендской Ормузской формации эвапоритов. При этом интенсивность воздымания складчатой зоны возрастала, что нашло отражение в формировании грубообломочной верхней части молассы. Отслоенный фундамент, утолщаясь при сжатии, продолжал пододвигаться в

зоне Главного надвига. Наконец, потенциал сжатия Чешуйчатой зоны исчерпался. Произошло её изостатическое поднятие. Одновременно глубинное пододвигание сместилось во фронт Чешуйчатой зоны. Перед ним началась такая же последовательность деформаций, приведшая к формированию Высокого Загроса, после чего аналогичные процессы происходили в Низком Загросе, а затем в Предгорной зоне. В сегменте Дезфул, где Ормузские эвапориты сокращены в мощности, масштабы срыва чехла и ширина складчатых зон меньше, чем в сегменте Фарс.

В плиоцене–квартере эродированные Высокий Загрос и Чешуйчатая зона испытали общее поднятие, которое в Дезфуле достигло большей высоты, чем в Фарсе, а также деформации и смещения по новому структурному плану. Важнейшим элементом новой системы стал Главный современный разлом Загроса – прямолинейный правый сдвиг с небольшой и переменной вертикальной компонентой смещений. Он простирается вдоль сегмента Дезфул примерно параллельно Главному надвигу, а в сегменте Фарс разветвляется на несколько сдвигов, отклоняющихся на юг.

На северо-западном фланге Аравийской плиты в позднем плиоцене – квартере произошла перестройка Трансформы Мёртвого моря, выразившаяся образованием её новых ветвей, Ямунне в Ливане и Эль-Габ на западе Сирии, в которых сосредоточилась главная часть левосдвигового перемещения. Одновременно усилился рост прибрежных антиклиналей – Ливанского и расположенного севернее Берегового хребта. Береговая антиклиналь (8 на рис. 69) возникла не позднее миоцена, но к концу миоцена была эродирована, и на её выровненную поверхность излились базальты возрастом от 6.4 до 4.1 млн лет [Неотектоника..., 2012]. Возле Средиземного моря южнее г. Баниас базальты с признаками взаимодействия с морской водой сейчас подняты на 260–300 м над уровнем моря. В осевой части антиклинали базальты находятся на высотах до 800 м, а на восточном крыле, где их мощность возрастает, кровля базальтов расположена на высотах до 400 м, а подошва – на 100–150 м ниже. Следовательно, осевая часть Прибрежного антиклинального хребта поднялась за последние ~4 млн лет на 800 м со средней скоростью 0.2 мм/год. Севернее, где хребет достигает высот 1500–1800 м, скорость была, вероятно, выше. Скорость подъёма со среднего плейстоцена определена по высоте террас, т.е. величине вреза р. Эль-Кабир на севере антиклинали. Скорость составляет

0.22–0.28 мм/год. Большой величиной оценивают Ф. Гомец и его соавторы скорость плиоцен-четвертичного поднятия Ливанского хребта, достигающего высот 1500–3000 м (9 на рис. 69).

Во внутренних областях Аравийско-Кавказского сегмента коллизионное развитие отличалось большим разнообразием, при котором помимо структурного и седиментационного эффекта изменявшихся тектонических движений важную роль играл вулканизм. В качестве характерных примеров рассматриваются бассейн р. Евфрата в районе городов Элязиг и Малатья и Северо-Западная Армения. На участке в бассейне Евфрата (10 на рис. 69), помимо выходов метаморфических пород палеозоя (формация Малатья) и нижнего мезозоя, широко представлены сенонские известково-щелочные вулканы островодужного типа с гранитными телами, которые можно рассматривать как проявления вулканического пояса активной окраины Неотетиса. Они перекрыты маастрихтскими рифовыми известняками. Выше, по данным Б.Т. Кронина и Х. Челика, несогласно залегают нижнепалеоценовые красноцветные конгломераты, свидетельствующие о локальном появлении первых субаэральных поднятий. Их с размывом перекрывают шельфовые известняки верхнего палеоцена – нижнего эоцена, а в среднем эоцене – раннем олигоцене происходит резкое углубление бассейнов осадконакопления. В них накапливаются склоновые терригенные отложения, нередко имеющие вид клиноформ, содержащие олистостромы и демонстрирующие переход от шельфовых фаций к глубоководным. С заполнением бассейнов в них вновь накапливаются шельфовые карбонаты, а в олигоцене – среднем миоцене накопленные толщи деформируются. В итоге формируется слабоконтрастный рельеф с поднятиями не выше низкогорных, о чём свидетельствует тонкообломочность озёрных и аллювиальных отложений верхнего миоцена и плиоцена во впадинах. На части территории накапливались продукты вулканизма. Тогда же, скорее всего, не ранее плиоцена, закладывается развивающаяся поныне система крупных сдвигов региона, среди которых ведущая роль принадлежит Восточно-Анатолийской и Северо-Анатолийской зонам. Верхнемиоцен-плиоценовые отложения подверглись слабой складчатости, после чего началось быстрое поднятие, на которое указывает грубый состав нижнеплейстоценового аллювия. Рельеф становится среднегорным, а отдельные вершины достигают 3000 м.

Примерно те же хронологические рубежи установлены в Северной Армении (рис. 70), но роль вулканизма здесь больше.

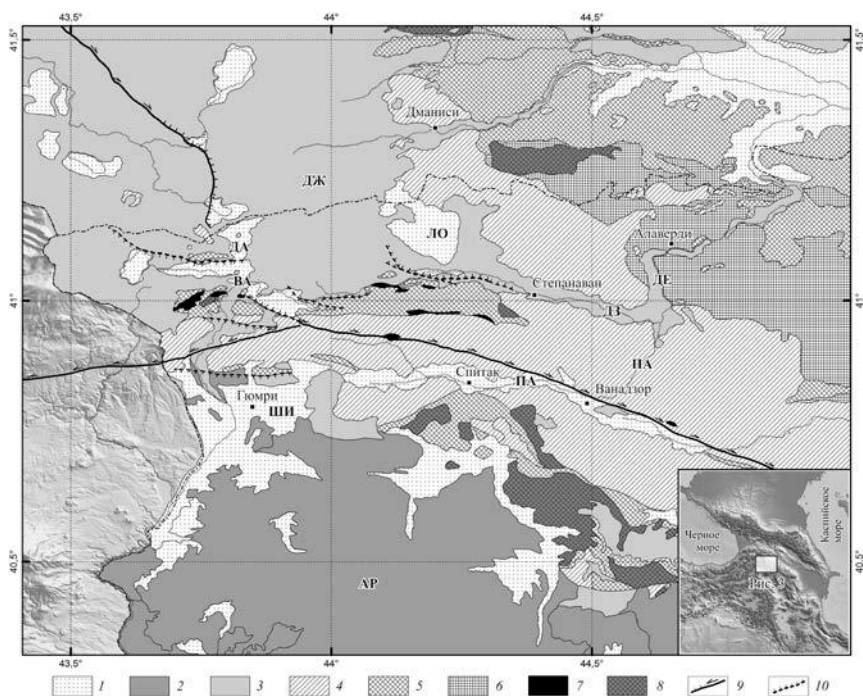


Рис. 70. Схематическая геологическая карта Северо-Западной Армении

1 – четвертичные отложения; 2 – вулканы конца нижнего и среднего плейстоцена (Арагац и Араилер); 3 – плиоцен-нижнечетвертичные вулканы; 4 – палеоген; 5 – мел; 6 – юра; 7 – мезозойские офиолиты, габброиды и ультрабазиты; 8 – палеозой; 9 – главные разломы; 10 – флексурно-разломные зоны. АР – вулкан Арагац, ДА – р. Даличай, ДЕ – р. Дебед, ДЗ – р. Дзорагет, ДЖ – Джавахетский хребет, ЛО – Лорийская впадина, ПА – р. Памбак, ШИ – Ширакская впадина, ВА – Верхнеахурянская впадина

Продукты извержений занимают существенное место среди эоценовых отложений, испытавших значительную складчатость с конца среднего эоцена до олигоцена. Выявленные на Малом Кавказе олигоценовые молассы указывают на возникновение локальных

субаэральных поднятий. После относительного затишья проявления тектонических и магматических процессов активизировались в позднем миоцене и усилились в плиоцене–квартере [Милановский, 1968]. Заполнение базальтами начала плейстоцена Верхнеахурянской, Лорийской и Ширакской впадин и связанных с ними речных долин свидетельствует о существовании расчленённого рельефа с амплитудами относительных превышений в сотни метров.

В развитии выраженных в рельефе элементов позднекайнозойской структуры Северо-Западной Армении на первых порах преобладала продольная тектоническая зональность, предопределённая её унаследованностью от более древних структур и, прежде всего, положения офиолитовой сутуры позднего Мезотетиса – Севано-Акеринской зоны. Однако уже в мессинии и более явно с позднего плиоцена обозначились новые тенденции. Они определялись двумя геодинамическими факторами. Один из них – коллизонное взаимодействие литосферных блоков, выраженное образованием и развитием системы сдвигов, среди которых главными, по данным А.С. Караханяна и его соавторов являются правосдвиговая Памбак-Севанская зона и надстраивающий её Джавахетский разлом. С ними связаны присдвиговые впадины: Памбакские, отчасти Севанская, а также депрессия оз. Мадатапа и р. Даличай на западном склоне Джавахетского хребта. Другой фактор – развитие поперечной к альпийской структуре зоны, которую Е.Е. Милановский [1968] назвал Транскавказским поперечным поднятием. Это флексура с поднятым западным крылом, осложнённым дополнительным прифлексурным валом, и, вместе с тем, полоса вулканизма, к которой приурочены Арагац и осевые вулканы Джавахетского хребта. Лорийская, Верхнеахурянская и Ширакская впадины примыкают к поперечной зоне, причём эпоха наиболее интенсивного погружения Ширакской впадины совпадает, согласно данным В.А. Лебедева, с эпохой вулканической активности её обрамления и, в частности, Арагацкого района. Это может указывать на генетическую связь поперечного поднятия и впадин с магматизмом, предопределённым процессами в верхней мантии.

В течение последних 0.5 млн лет территория Северо-Западной Армении испытала значительное поднятие. Его величина рассчитана по глубине современного вреза крупных рек (Дзорагет и Дебед) в поверхность Лорийской впадины и с учётом флексурно-разломных нарушений поверхности впадин и соседних хребтов.

Величина подъёма составила: ~350 м в Лорийской впадине, не менее 500 м в Верхнеахурянской впадине и 600–800 м в соседних хребтах, Базумском и Джавахетском. Соответственно, скорости поднятия достигали 0.7–1.0 мм/год во впадинах и 1.2–1.6 мм/год в хребтах. До этого подъёма рельеф был среднегорным и выше 2000 м поднимались лишь некоторые вулканы.

Северный фланг Аравийско-Кавказского сегмента (Большой Кавказ). Для определения места горообразования в эволюции Большого Кавказа на коллизионном этапе развития решались три задачи: реконструкция мощности и строения земной коры к началу её альпийской деформации; оценка поперечного укорочения, утолщения, преобразования и подъёма коры под действием сжатия; сопоставление этих деформационных поднятий с современным рельефом, чтобы выяснить преобразование деформированной коры в современное горное сооружение [Трифонов, 2016].

Важнейшие сведения о мезозойско-кайнозойской геологии Большого Кавказа почерпнуты из работ Е.Е. Милановского, В.Е. Хаина, Д.И. Панова, Л.М. Расцветаева и А.В. Маринина. Большая часть Большого Кавказа сформировалась на краю эпипалеозойской Скифской платформы, слабо деформированная часть которой отделена от Большого Кавказа передовыми прогибами, Азово-Кубанским на западе и Терско-Дербентским на востоке (рис. 71). Вдоль северного склона Большого Кавказа протягивается переходная Лабино-Малкинская зона, которая в центре и на востоке включает в себя Восточно-Балкарскую подзону и Известняковый Дагестан [Большой Кавказ..., 2007]. На северо-западе зона скрыта под молассами края Азово-Кубанского прогиба. Мощность осадочного чехла зоны варьирует от 5–5.5 км в центре до 6.5–7 км на востоке и ~10 км на северо-западе.

Большой Кавказ разделяется на северо-западный, центральный и восточный сегменты. Северо-Западный Кавказ сложен юрскими, меловыми и по периферии палеогеновыми толщами общей мощностью до 14 км. На большей части Восточного Кавказа обнажаются нижне-среднеюрские отложения, испытавшие киммерийскую (предбатскую и предкелловейскую) складчатость. Их мощность возрастает к югу от ~6 км до 8–8.5 км. Судя по выходам верхнеюрско-палеогеновых отложений на периферии сегмента, они покрывали нижне-среднеюрские толщи, причём их мощность уменьшалась к югу. В итоге общую мощность юрско-

палеогенового чехла в начале миоцена можно оценить на Восточном Кавказе примерно в 11 км. В центре Кавказа нижне-среднеюрские толщи были интенсивно дислоцированы киммерийской складчатостью и сохранились в сжатых синклиналях между выходами пород палеозойского основания. В дальнейшем этот выступ фундамента был перекрыт верхнеюрско-палеогеновыми отложениями, мощность которых в начале миоцена предположительно оценивается в 2–2.5 км.

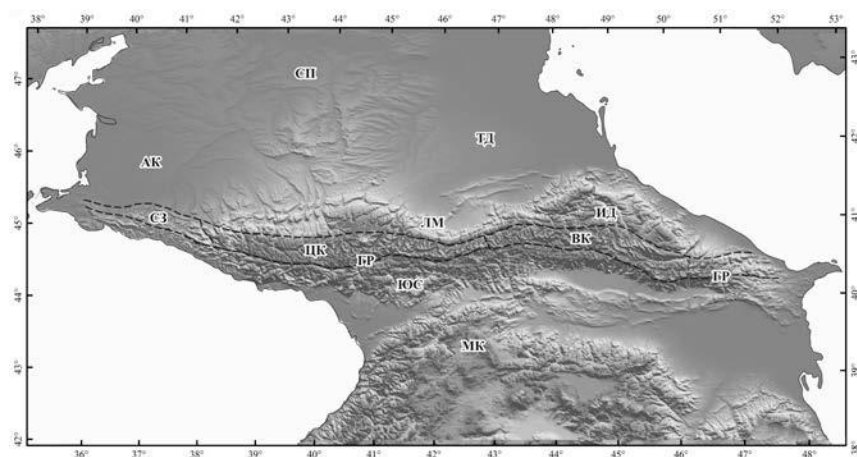


Рис. 71. Большой Кавказ: АК – Азово-Кубанский прогиб, ЦК – Центральный Кавказ, ВК – Восточный Кавказ, МК – Малый Кавказ, ИД – Известняковый Дагестан, ЛМ – Лабино-Малкинская зона, ГР – Главный Кавказский разлом, СЗ – Северо-Западный Кавказ, СП – Скифская эпипалеозойская платформа, ЮС – Зона южного склона, ТД – Терско-Дербентский прогиб

Южная часть горного сооружения, выделяемая как Зона южного склона (ЗЮС), имеет принципиально иное строение и историю. ЗЮС отделена от Большого Кавказа крупной зоной разломов, известной в его центральной части как Главный Кавказский разлом и продолжающейся на СЗ Гойтх-Гогопсинским и Безепским разломами, а на ЮВ – Ахтычайским разломом. В современной структуре Главный разлом круто наклонён на север и является взбросом с возможной сдвиговой компонентой. ЗЮС неоднородна. Её часть, прилегающая к Главному разлому, сложена мощными нижне-

среднеюрскими отложениями, а более южная – преимущественно флишевыми толщами верхней юры – эоцена. Мощные отложения нижней и средней юры продолжаютс под флишевые толщи, а последние, вероятно, продолжались в северную часть зоны, но были размыты. Обе части ЗЮС представляли в начале миоцена единый прогиб с мощностью чехла 15–20 км.

В эоцене этот прогиб был частью субширотного кулисного ряда впадин Паратетиса, протянувшегося от Внешней зоны Карпат до Южного Каспия и Северного Ирана (рис. 72).

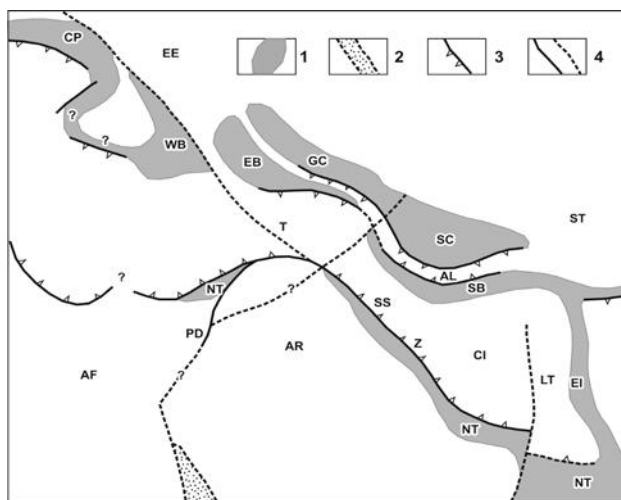


Рис. 72. Принципиальная схема расположения прогибов с утонённой (субокеанической?) корой, существовавших в Аравийско-Кавказском регионе в эоцене (~45 млн лет назад), [Неотектоника..., 2012]

1 – бассейны с утонённой корой; 2 – проторифтовый прогиб Красного моря; 3 – крупнейшие надвиги и зоны субдукции; 4 – главные трансформные и другие разломы и их предполагаемые продолжения. Буквенные обозначения: AR – Аравийская плита, AF – Африканская плита, GC – бассейн Большого Кавказа, EE – Восточно-Европейская платформа, EB – Восточно-Черноморский бассейн, Z – Главный надвиг Загроса, WB – Западно-Черноморский бассейн, PD – Прото-Левантская трансформная зона, LT – Лутская микроплита, NT – реликты Неотетиса, SB – Сабзеварский бассейн, SS – зона Санандаж-Синджар, Т – Прото-Северо-Анатолийская зона разломов, продолжающаяся разломом Печенега-Камена и линией Торнквиста, CI – Центрально-Иранская микроплита, AL – Эльбурс, SK – бассейн Южного Каспия

Впадины простирались на СЗ–ЮВ, и северо-западное окончание каждой более восточной впадины начиналось севернее юго-восточного окончания более западной впадины. Они разделялись перемычками северо-западного простираения, частью бывшими областями мелководья. Южнее, по данным В.Г. Казьмина и его соавторов, находился Сабзеварский прогиб, достигавший на западе Талыша, продолжавшийся на восток Герирудским прогибом в Афганистане и сообщавшийся с Предмакранским реликтом Неотетиса через Восточно-Иранский бассейн. Высказывались соображения о меловом и местах позднеюрском рифтинге как источнике прогибания. Однако в эоцене эти унаследованные от мела прогибы не демонстрировали магматических признаков спрединга или глубинного рифтинга. Выявлено поперечное укорочение, связанное с поддвижением Кавказского прогиба под Малый Кавказ и сопровождавшееся накоплением флиша и тектоногравитационных микститов, а также вулканизмом на сопредельных территориях. Поэтому отмеченное М.Л. Коппом и И.Г. Щерба [1998] углубление прогибов Карпато–Больше-Кавказской системы в палеогене следует связывать не с растяжением, а с другими причинами, возможно, уплотнением нижнекоровых мафических пород в результате метаморфизма.

Деформации, охватившие в конце эоцена и олигоцене внутренние зоны Аравийско-Кавказского сегмента орогенического пояса, привели к закрытию Сабзеварского прогиба и прогиба северного фланга Карпат, но слабо проявились в Кавказском прогибе и к северу от него. В олигоцене он даже углубился, несмотря на глобальную регрессию, особенно интенсивную в начале позднего олигоцена, а эпиконтинентальное море трансгрессировало на весь Большой Кавказ и смежную с ним и Карпатами часть Скифской платформы [Копп, Щерба, 1998]. В раннем миоцене привнос обломочного материала в осадочные бассейны сокращается. Происходит обмеление и затем закрытие кавказских прогибов Паратетиса, и в конце второй стадии слагающие их осадки испытывают складчатость [Большой Кавказ..., 2007]. Принимая во внимание обоснованный М.Л. Коппом и И.Г. Щерба факт, что осадконакопление в разных зонах Большого Кавказа продолжалось по единому структурному плану в течение всего палеогена до начала миоцена, и этот план изменился лишь в конце раннего или среднем миоцене в связи с указанными деформациями, именно этот рубеж следует признать

главной фазой складчатости. В конце среднего и начале позднего миоцена произошло также надвигание Внешней зоны Восточных Карпат на Фокшанскую впадину Предкарпатского прогиба.

При реконструкции строения коры разных зон Большого Кавказа в начале миоцена, т.е. до главной фазы складчатости, принималось, что кора была изостатически выровнена и земная поверхность отклонялась от уровня моря не более, чем на ~300 м, чему соответствовала бы континентальная кора мощностью 40–42 км и средней плотностью 2.83 г/см³. Однако значительную часть коры составляет осадочный чехол с плотностью ~2.5 г/см³. Плотность пород фундамента под мощными осадочными бассейнами следует считать повышенной до 2.9–2.93 г/см³, по аналогии с другими сходными структурами [Артюшков, 1993]. Результаты реконструкции строения коры с такими параметрами приведены в табл. 3.

Таблица 3. Расчётные характеристики земной коры Большого Кавказа в раннем миоцене

Тектоническая зона	Мощность, км		Плотность фундамента, г/см ³	Поверхность Мохо, км
	J–Pg чехол	Фундамент		
Зона южного склона	18 ± 2	~16 ± 1	2.93	~34 ± 2
Северо-Западный Кавказ	~14	~21	2.9	~35
Центральный Кавказ	2–2.5?	~40	2.83	~42
Восточный Кавказ	~11	~25	2.87	~36
ЛМЗ, западный сегмент	~10	~26	2.85	~36
ЛМЗ, центральный сегмент	~5	~34	2.84	~39
ЛМЗ, восточный сегмент	~7	~31	2.85	~38

Примечание: ЛМЗ – Лабино-Малкинская зона.

В процессе складчатости тектонические зоны Большого Кавказа испытывали поперечное укорочение, приводившее к утолщению коры и, как результат, её изостатическому поднятию. Величина такого поднятия оценивалась по предложенным Е.В. Артюшковым формулам (1) и (2) (см. параграф 3.3.1.2). Начальные мощности коры и плотности её кристаллической части в разных тектони-

ческих зонах взяты из табл. 3. Величины поперечного укорочения, по которым можно определить изначальную ширину зоны, заимствованы из публикаций Ф.Л. Яковлева, М.Л. Коппа, Д.И. Панова, А.В. Маринина и Л.М. Расцветаева и дополнены оценками автора для Лабино-Малкинской зоны и Известнякового Дагестана. Результаты расчётов приведены в табл. 4.

Таблица 4. Расчётная величина утолщения коры при складчатости и связанного с ним изостатического поднятия поверхности Большого Кавказа

Тектоническая зона	Исходная мощность коры, км	Укорочение, %	Постскладчатая мощность коры, км	Утолщение коры, км	Изостатическое поднятие, км
Зона южного склона	$\sim 34 \pm 2$	~ 50	$\sim 68 \pm 4$	$\sim 34 \pm 2$	$\sim 4.8-5.4$
Северо-Западный Кавказ	~ 35	~ 20	~ 44	~ 9	~ 1.4
Центральный Кавказ, киммерийский	$\sim 38?$	$20-30?$	$\sim 48-52?$	$\sim 10-14?$	$\sim 1.5-2.1?$
Центральный Кавказ, позднеальпийский	~ 42	$10-20?$	$\sim 47-52$	$\sim 5-10?$	$\sim 0.8-1.5?$
Восточный Кавказ, киммерийский	~ 38	$20-30$	$\sim 48-52$	$\sim 10-14$	$\sim 1.5-2.1$
Вост. Кавказ, позднеальпийский	~ 36	$10-20$	$\sim 40-45$	$\sim 4-9$	$\sim 0.6-1.4$
Известняковый Дагестан	~ 38	$10-20$	$\sim 42-48$	$\sim 4-10$	$\sim 0.6-1.5$
ЛМЗ, запад и центр	$\sim 36-39$	<10	$\sim 39-43$	$<3-4$	$<0.4-0.6$

В Центральном Кавказе значительные деформации произошли в предбатское и предколлевейское время. Эти киммерийские фазы складчатости проявились также на Восточном Кавказе и слабее в Лабино-Малкинской зоне. В результате на Центральном Кавказе размыв значительной части ниже-среднеюрских отложений привёл к эксгумации палеозойского фундамента, и далее регион

развивался как относительное поднятие. Однако на Восточном Кавказе киммерийские деформации не вызвали значительного предкелловейского поднятия и размыва. Согласно данным глубинного сейсмического зондирования, поверхность Мохоровичича характеризуется там граничными скоростями $V_p = 8.2\text{--}8.3$ км/с. Ниже, на глубинах 59–66 км, по данным Г.В. Краснопевцевой, выделяется слой с V_p , уменьшенными до 7.8 км/с, а под ним ещё один раздел с граничной скоростью $V_p = 8.5$ км/с. Возможно, этот раздел является реликтом прежней подошвы коры, над которым кора была метаморфизована и приобрела мантийную плотность. Уплотнение компенсировало деформационное утолщение коры, отчего киммерийское поднятие оказалось незначительным.

Расчётная мощность коры, утолщённой альпийской складчатостью, отличается в большинстве зон Большого Кавказа от её современной мощности по сейсмическим данным (табл. 5). Наибольшие различия выявлены для ЗЮС. Её аномально высокое расчётное поднятие не подтверждается геофизическими, геоморфологическими и геологическими данными. Возможно, там, как и на Восточном Кавказе в киммерийское время, уплотнение нижней части коры компенсировало деформационное утолщение. В ходе главной фазы альпийских деформаций и сразу после неё, т.е. в конце раннего, среднем и отчасти позднем миоцене, в составе молассы преобладал тонкообломочный материал. Объяснить это глинисто-алевритовым составом источников сноса невозможно, поскольку среди них были и более прочные разности. Вероятно, высота поднятий не превышала среднегорных, что согласуется с приведёнными оценками изостатических поднятий, кроме ЗЮС.

Грубообломочный материал в разрезах молассы Большого Кавказа и его обрамления появляется в заметных количествах с позднего сармата (конец миоцена) и становится особенно обильным с плиоцена. По положению условной предороженной поверхности, датированной поздним сарматом, Е.Е. Милановский [1968] определил амплитуды новейшего поднятия ($H_{нов}$ в табл. 5). Повсеместно, кроме Северо-Западного Кавказа и ЗЮС, современное поднятие больше расчётного деформационного. Это означает, что с конца миоцена или начала плиоцена Большой Кавказ испытал дополнительный подъём сверх того, что обусловлено утолщением коры при сжатии. Амплитуда подъёма достигала 1.5–2 км в Центральном и Восточном Кавказе. Показателен район Эльбруса, где

Е.Е. Милановский [1968] отметил реликты древней низкогорной коры выветривания на высоте 3750 м. Очевидно, после её формирования район был поднят более чем на 3 км.

Таблица 5. Сопоставление расчётных значений мощности земной коры до и после главной фазы позднеальпийской складчатости и соскладчатого поднятия с современными величинами мощности коры и поднятия поверхности Большого Кавказа

Зона	Мдс, км	Одс, км	Мпс, км	Опс, км	Нпс, км	Мсов, км	Осов, км	Нсов, км
I	32–36	16–20	64–72	32–40	4.8–5.4	35(3) – до 45–50 (Ц–В)	?	≤1.5 (3) – до 2.5–3.5(Ц–В)
II	~35	~14	~44	~17	~1.4	~41	?	1–1.5
III	~42	2.5 (0–10)	~47–52		~0.8–1.5?	50–55	~2	2.5–3
IV	~36	~11	~40–45	~13	~0.6–1.4	54–55	~10	≥3
V	36–39	5–10	~39–43	~6–11	<0.4–0.6	~43	?	<u>0.5</u> –2
VI	~38	~7	~42–48		~0.6–1.5	~45	?	<u>1</u> –2

Примечания: Мдс – доскладчатая мощность коры; Одс – доскладчатая мощность осадочного чехла; Мпс – мощность коры после главной фазы складчатости; Опс – мощность осадочного чехла после главной фазы складчатости; Нпс – постскладчатое поднятие поверхности; Мсов – современное положение поверхности М (ниже у.м.); Осов – современная мощность осадочного чехла; Нсов – современное поднятие; I – ЗЮС: З – запад, Ц – центр, В – восток; II – Северо-Западный Кавказ; III – Центральный Кавказ; IV – Восточный Кавказ; V – ЛМЗ; VI – Извесняковский Дагестан.

Усиление поднятия произошло, вероятно, на фоне уменьшения скорости поперечного укорочения, на что указывают как GPS данные, так и результаты суммирования смещений по активным разломам [Трифонов и др., 2002]. Деформации главной фазы альпийской складчатости находили прямое отражение в рельефе. В современной структуре поверхности, кроме части Известнякового Дагестана, зон активных разломов и периклиналей Большого Кавказа, прямой рельеф является исключением. Очевидно, Северо-Западный Кавказ, где различие между расчётным соскладчатым поднятием и современной высотой поверхности невелико и преоб-

ладает инверсионный рельеф, также испытал дополнительный пост-складчатый подъём, компенсированный избирательной эрозией.

3.3.2.3. Новейший вулканизм

В пределах Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса и его южного обрамления (Аравийская плита) вулканизм широко распространён (рис. 73).

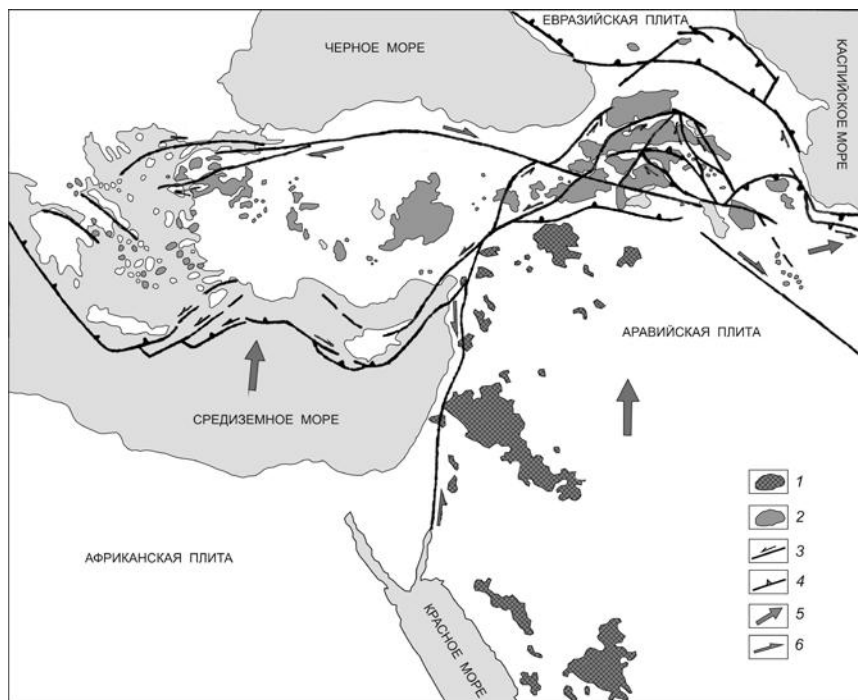


Рис. 73. Неоген-четвертичные вулканические образования и главные новейшие разломы Аравийско-Кавказского региона [Трифонов, Караханян, 2008]

1 – неоген-четвертичные базальты; 2 – неоген-четвертичные вулканиды известково-щелочного ряда; 3 – сдвиг; 4 – надвиг или взброс; 5 – направление движения горных масс; 6 – направление сдвиговых перемещений

На Аравийской плите олигоцен-четвертичные базальты покрывают обширные площади от северных побережий Красного моря до Южной Турции. Далее к северу, собственно в Альпийско-Гималайском поясе, известны многочисленные раннекайнозойские вулканические образования, приуроченные, главным образом, к периферии задуговых бассейнов Неотетиса и, вероятно, связанные с процессом их закрытия. В олигоцене имел место спад вулканизма и формирование небольших гранитных и гранодиоритовых интрузий; в раннем и среднем миоцене проявления вулканизма фрагментарны. Интенсивный вулканизм начался в позднем миоцене и продолжался до раннего плейстоцена, а его более слабые проявления отмечены в среднем и позднем плейстоцене и местами голоцене. Вулканизм охватил внутренние зоны орогенического пояса от Центральной Анатолии до Эльбурса, но в наибольшей степени проявился на территории Армянского нагорья. Уже в позднем миоцене он распространился на центральную часть Большого Кавказа (субвулканические интрузии района Кавказских Минеральных Вод), а максимальная активность Эльбурского и Казбекского вулканических районов приходится на поздний плиоцен – ранний плейстоцен (2.8–1.5 млн лет) [Большой Кавказ..., 2007]. Признаки извержений исторического времени обнаружены на Армянском нагорье – на востоке Гегам-Вардениса (приразломные вулканы Сюникской и Поракской групп), Арарате и в Ванском районе (Тендурек и Немрут), а также на юго-востоке Центральной Анатолии (Эрджиясдаг и Хасандаг), Эльбурсе и вулкане Демаверд на севере Ирана. Новейшие вулканические проявления представлены широким спектром пород от базальтов до ультракислых риолитов, причём состав продуктов извержений в целом изменялся в антидромном направлении от андезито-дацитового к андезитовому и андезито-базальтовому. Они принадлежат, главным образом, известково-щелочному ряду, хотя по периферии вулканического ареала (район Кавказских Минеральных Вод, Казбек, северо-восток Армянского нагорья, вулкан Демаверд) отмечена повышенная щёлочность.

В проблеме соотношений новейшего вулканизма с тектоникой следует различать два аспекта: 1) структурный контроль центров извержений и 2) геодинамическая позиция магматических очагов, поставлявших продукты извержений. В пределах Армянского нагорья выявлены многочисленные примеры связи вулканов с зонами растяжения, которые чаще всего опережают крупные сдвиги

или возникают в участках их искривления или кулисного подставления сдвиговых сегментов. На плато Джебель Араб (Харрат Аш Шаам) на юге Сирии и в Иордании широко представлены зоны растяжения, оперяющие Левантский левый сдвиг (Трансформу Мёртвого моря) (см. рис. 67). Их простираение варьирует от северо-западного до меридионального. Мелкие лавовые вулканы расположены цепочками вдоль таких зон и местами соединены зияющими трещинами. Цепочки паразитических кратеров на вулкане Арарат «нанизаны» на сбросы и правые сбросо-сдвиги, оперяющие в виде структуры «конского хвоста» правые сдвиги Маку и Балыкгель. Мелкие раннечетвертичные базальтовые вулканы расположены и вдоль сбросо-сдвигов самой Трансформы.

В ряде случаев вулканы тяготеют к участкам сдвиговых зон, отклоняющихся от генерального направления сдвига таким образом, что разломы приобретают сбросовую, т.е. растягивающую компоненту движений. Примером могут служить вулканы Сумсарского хребта, возникшие на северо-западном окончании Джавахетского правого сдвига, где его простираение становится меридиональным. Подобная геодинамическая ситуация возникает и в структурах *pull-apart*, которые образуются между окончаниями соседних сегментов сдвига, расположенных эшелонированно друг относительно друга (см. рис. 8). На рис. 74 и 75 представлены Сюникская и Поракская структуры *pull-apart* в зоне Ханарасарского правого сдвига. В Сюникской структуре мелкие позднплейстоцен-голоценовые лавовые вулканы расположены субмеридионально вдоль пограничных сбросо-сдвигов или раздвигов того же простираения внутри структуры. В Поракской структуре одноимённый позднечетвертичный вулкан находится на её восточном сбросо-сдвиговом ограничении. Более крупными аналогами структур *pull-apart* являются миндалевидные структуры, возникающие между кулисно расположенными сдвигами (см. рис. 68). К структурам этого типа приурочены вулканы Гегамского и Варденисского нагорий, Арарат и Тендурек. Заметим, однако, что далеко не все новейшие вулканы связаны с разломами, имеющими растягивающую компоненту движений. Многие из них не обнаруживают никакой связи с элементами приповерхностной новейшей структуры.

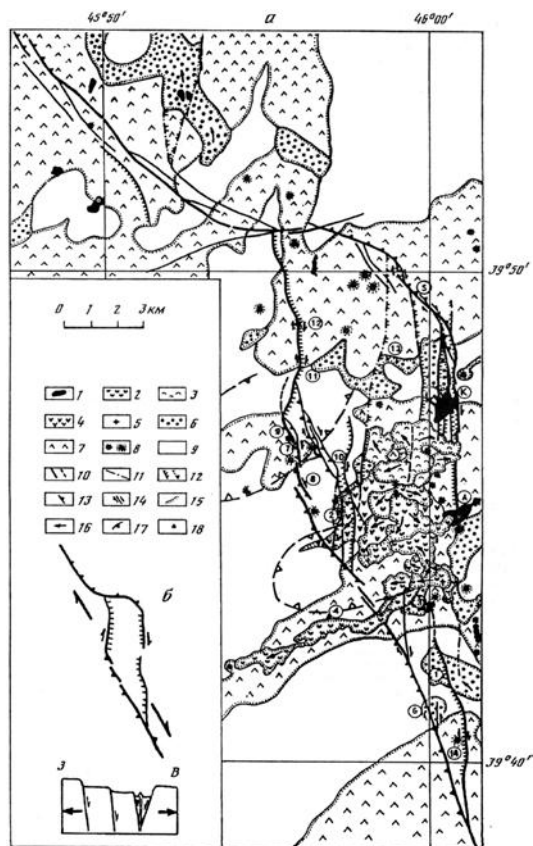


Рис. 74. Геологическая карта (А) и геодинамическая модель (Б) Сюникской структуры *pull-apart* [Трифонов, Караханян, 2008]

1 – современное озеро; 2–4 – голоценовые лавы: 2 – III генерация, 3 – II генерация, 4 – I генерация; 5 – голоценовый лавовый вулкан; 6 – позднплейстоценовая морена; 7 – лавы позднего и среднего плейстоцена; 8 – лавовые и тефровые вулканы позднего и конца среднего плейстоцена; 9 – неогеновые риодациты; 10–14 – разломы: 10 – голоценовые, 11 – позднплейстоценовые, 12 – сброс, 13 – взброс, 14 – сдвиг; 15 – граница стратиграфических подразделений или лавовых потоков внутри единого подразделения (точки поставлены на стороне более молодого подразделения); 16 – направление течения лавового потока или ледника; 17 – контур геотермальной аномалии; 18 – археологический объект. Крупные разломы выделены утолщенными линиями. А – оз. Агналич (Аллах-Ли), К – оз. Каргель

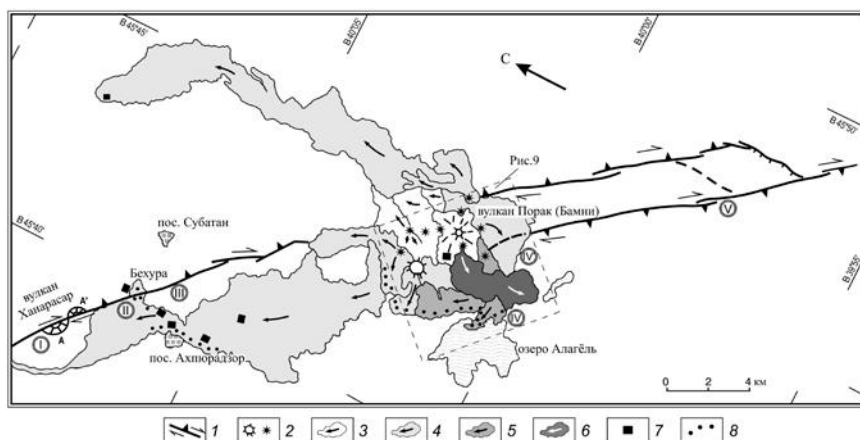


Рис. 75. Поракская структура *pull-apart* и расположенные в ней археологические памятники [Трифонов, Караханян, 2008]

1 – ветви Ханарасарского разлома; 2 – центры извержений; 3 – постройка вулкана Порак и его древнейшие лавовые потоки (конец плейстоцена – начало голоцена); 4–6 – голоценовые лавовые потоки Порака: 4 – I генерация (ранний голоцен), 5 – II генерация (конец V тысячелетия до н.э.), 6 – III генерация (первая половина VIII в. до н.э.); 7, 8 – археологические памятники (средняя бронза – раннее железо): 7 – остатки поселений, 8 – оборонительные сооружения

Сложнее обстоит дело с определением геодинамической позиции магматических очагов. Все исследователи согласны, что базальты Аравийской плиты имеют мантийное происхождение. На это указывает существенное петрохимическое сходство базальтов, выявленное М. Штайном и А. Хофманном. Вулканические области развивались унаследованно, причём крупнейшие из них функционировали долгое время: Джебель Араб – Харрат Аш Шаам – до 25 млн лет, Алеппское плато – до 15 млн лет [Неотектоника..., 2012]. На нагорье Джебель Араб установлено унаследование (до нескольких миллионов лет) даже зон магмовыводящих разломов. Признаки однонаправленной миграции вулканизма отсутствуют. Поскольку Аравийская плита существенно переместилась за это время по латерали, такая унаследованность означает, что магматические очаги двигались вместе с плитой, т.е. располагались внутри литосферной мантии. Этот геологический вывод совпадает с результатами гео-

химических исследований И. Вайнштейна, а также М. Лустрино и Е.В. Шаркова, которые на основе геохимического моделирования пришли к выводу, что наиболее примитивные магмы региона могли генерироваться шпинель/гранатсодержащими лерцолитовыми источниками на глубинах не более 90 км. Вместе с тем, хотя только часть вулканов и базальтовых полей обнаруживает связи с конкретными коровыми структурами плиты и её обрамления, изменения интенсивности и распространения вулканизма хронологически коррелируются с геодинамическими изменениями и тектоническими событиями на границах плиты. В благоприятных условиях относительного растяжения вулканизм возобновлялся в прежних зонах и охватывал новые области. В области Шин геодинамически обусловленная декомпрессия литосферы вызвала изменение химизма извержений и обусловила структурную перестройку северной части Трансформы Мёртвого моря.

Термодинамические расчёты Н.В. Короновского и Л.И. Дёминой, соотнесённые с результатами геохимических и петрологических исследований позднекайнозойских вулканитов самого орогенического пояса, показали, что генерация магм на юге Армянского нагорья происходила при давлениях $P = 1.1\text{--}1.2$ ГПа, характерных для верхов мантии, тогда как на севере нагорья и Большом Кавказе глубина генерации магм понижалась до уровня с параметрами $P = 0.95\text{--}1.05$ ГПа, $T = 850\text{--}1100^\circ$, что соответствует глубинам 35–40 км [Большой Кавказ..., 2007]. На Армянском нагорье это самые низы земной коры, близкие к её подошве, а на Большом Кавказе – нижнекоровый слой. В районе Эльбруса установлена также глубина генерации кислых магм: $P = 0.5\text{--}0.7$ ГПа, соответствующая 17–25 км. Под Эльбрусом на глубинах 35–50 км обнаружен объём пород с пониженными скоростями сейсмических волн и повышенной электропроводностью, который можно идентифицировать с магматическим очагом. Таким образом, очаги позднекайнозойского вулканизма рассматриваемого региона находились, главным образом, в низах коры и вблизи границы кора–мантия.

Данные Д.А. Иванова, С.Н. Бубнова и их соавторов об изотопных соотношениях Sr–Nd–O в вулканических породах региона, как и установленные Б.Г. Поляком с соавторами высокие отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в источниках Эльбруса и Казбека свидетельствуют о поступлении в магматические очаги мантийного материала. Ю.В. Карякин отметил черты сходства базальтов Армянского наго-

рья с базальтами энсиалических островных дуг и активных континентальных окраин. В подкоровой мантии Эльбрусского района установлено понижение на 1.5 % скоростей сейсмических волн [Милановский и др., 1989]. Учитывая эти данные, Н.В. Короновский и Л.И. Дёмина предложили модель генерации позднекайнозойских магм региона, согласно которой их очаги в низах коры и самых верхах мантии возникли за счёт тепломассопереноса и окисления восстановленных флюидов с более глубоких уровней мантии. Таким образом, магматические очаги как на Аравийской плите, так и в соседнем сегменте Альпийско-Гималайского пояса находились или имели источники питания в мантийной части литосферы. Чтобы понять генезис этих магматических образований, обратим внимание на общую конфигурацию областей вулканизма (см. рис. 73). Часть из них протягивается вдоль пояса от Анатолии до Северного Ирана. Источником этих очагов могло быть выделение тепла и флюидов при деформации сохранявшихся в литосфере слэбов субокеанской коры Мезотетиса.

Другая часть вулканических областей образует широкую полосу, которая вытянута поперёк пояса от Красного моря до Большого Кавказа (рис. 76). А.В. Ершов и А.М. Никишин отметили последовательное омолаживание вулканических пород от Эфиопии, где извержения начались 45–37 млн лет назад, в северном направлении. На северо-восточном берегу Красного моря, в Саудовской Аравии, вулканизм начался 32–30 млн лет назад и продолжался до ~20 млн лет с максимумом 21–24 млн лет назад. В синайской части пояса дайки, силлы и экструзии имеют К-Аг даты от $24,8 \pm 1,5$ до $20,3 \pm 0,7$ млн лет. В раннем миоцене (~20 млн лет назад) возникла Трансформа Мёртвого моря, сместившая этот дайковый пояс. К концу олигоцена (~25–26 млн лет) относятся древнейшие зафиксированные извержения базальтов в нагорье Джебель Араб [Неотектоника..., 2012]. Более широкое распространение приобретают раннемиоценовые базальты с датами 22 до 17 млн лет. Они занимают сравнительно узкую субмеридиональную полосу, протягивающуюся от этого нагорья до плато Алеппо и предгорий Курд-Дага. Полоса извержений продолжается в северную часть Аравийской плиты. В Турции получены К-Аг даты от 20 до 16 млн лет. На Армянском нагорье интенсивный вулканизм начался в конце миоцена и приобрёл широкое распространение в плиоцен-квартере. К концу

плиоцена и четвертичному периоду относятся извержения в Эль-брусском и Казбекском районах Большого Кавказа.

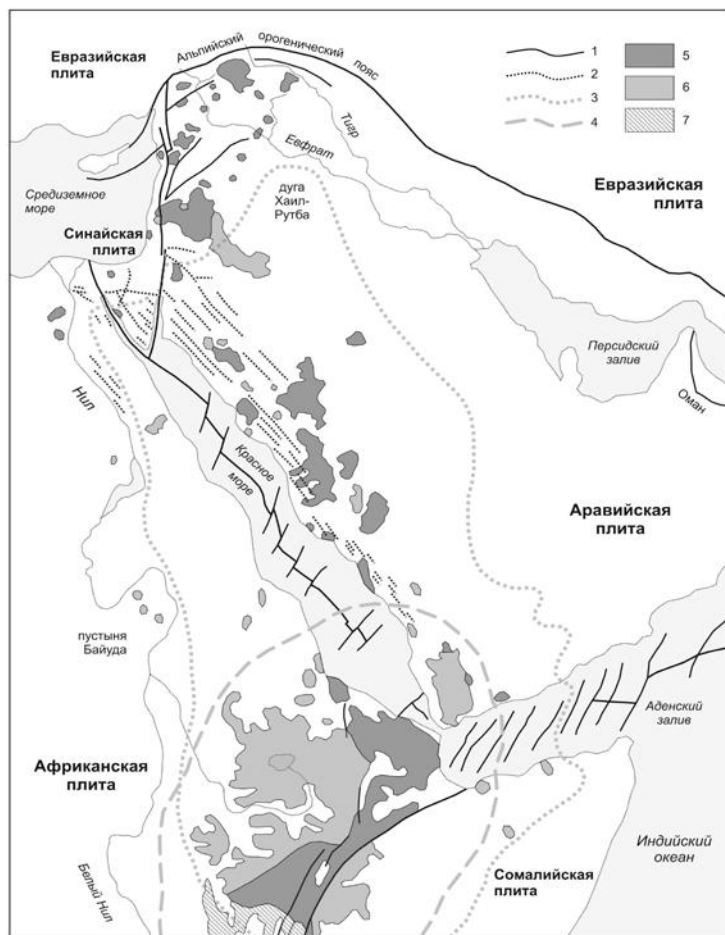


Рис. 76. Эфиопско-Аравийский плитный вулканизм [Неотектоника..., 2012]

1 – главные разломы; 2 – олигоцен-раннемиоценовые дайки; 3 – границы Афро-Аравийского купола; 4 – границы Эфиопско-Афарского мантийного суперплюма; 5–7 – проявления вулканизма: 5 – позднекайнозойские, 6 – среднекайнозойские, 7 – раннекайнозойские. J – место отбора образца 22/3 для К-Аг датирования. К – базальтовое поле Кахраман-Мараш

Предполагается, что вулканизм субмеридиональной полосы обусловлен распространением от Эфиопско-Афарского нижнемантийного суперплюма к северу подлитосферного потока разогретого мантийного вещества, увлекавшего в это движение Аравийскую плиту. В процессе перемещения поток эродировал и деформировал подошву литосферы плиты. Там в участках локальной декомпрессии возникали магматические очаги, которые в геодинамических условиях, подходящих для образования и функционирования магмовыводящих каналов, проявлялись вулканическими извержениями. Поскольку существование очагов энергетически поддерживалось подлитосферным потоком, они могли долгое время извергать вулканический материал в одних и тех же местах. Зависимость вулканизма от геодинамической ситуации объясняет синхронность тектонических и вулканических событий на Аравийской плите. Локальные геодинамические изменения в области Шин не только привели к перестройке северной части Трансформы Мёртвого моря, но на время изменили геохимию извергавшихся базальтов. Состав подлитосферного потока изменялся в процессе течения из-за частичной кристаллизации его вещества и вовлечения местного астеносферного материала. Плавление местного материала происходило и в возникавших в литосфере магматических очагах. В результате геохимические особенности Эфиопско-Афарского суперплюма устанавливаются только в базальтах юга и юго-запада Аравийской плиты, но не фиксируются в Сирии. В миоцене поток проник во внутренние зоны Альпийско-Гималайского пояса и позднее достиг Большого Кавказа. На Армянском нагорье траекторию его движения маркирует субмеридиональное относительное расположение Арарата, Арагаца и крупнейших вулканов Джавахетского нагорья. Территория Армянского нагорья стала перекрёстком, на который воздействовали оба источника магмообразования – субмеридиональный подлитосферный поток и магматическая регенерация слэбов океанской литосферы Мезотетиса, отчего новейший вулканизм был там особенно интенсивным.

3.3.3. Альпийская Европа

3.3.3.1. Тектоническая зональность

Под названием Альпийской Европы объединены горно-складчатые сооружения Эллинид, Динарид, Балкан, Карпат, Альп, Пиренеев, Апеннин, Сицилии, Телль-Атласа, Эр-Рифа, Бетских Кордильер и пограничные с ними морские и межгорные впадины: Паннонская, Тирренского, Лигурийского, Альборанского морей и др. (рис. 77). Две главные структурные зоны определяют общую зональность региона. Это, во-первых, современная граница Альпийско-Гималайского пояса с Африканской плитой; во-вторых, сутура Мезотетиса, т.е. северная граница Африканской плиты до замыкания последнего.

Африканская плита представлена на южном фланге Альпийско-Гималайского пояса впадиной Ионического моря с утонённой континентальной и частично субокеанической корой, Адриатическим выступом с континентальной корой, на юге утонённой, и Африканской континентальной платформой. Современная граница плиты проходит вдоль Крито-Эллинской дуги с Эллинским жёлобом перед её фронтом, северо-западнее огибает Адриатическое море и Ломбардскую низменность на его северо-западном побережье, продолжается вдоль Калабрийско-Сицилийской дуги и южной части горно-складчатых сооружений Телль-Атласа и Эр-Рифа, достигая Атлантического океана юго-западнее Гибралтара. В этой системе Адриатический выступ подобен северному выступу Аравийской плиты и Пенджабскому выступу Индийской платформы.

Офиолитовая мегазона Мезотетиса продолжает на северо-запад через Эгейское море, где местами вскрыта на Кикладах, аналогичную мегазону Анатолии. Офиолиты обнажаются в тектонических покровах и чешуях Эллинид и Динарид (Субпелагонийская, Вардарская, Златиборская и Сербская зоны), в Мурешской зоне Южных Карпат, в Трансильванских покровах Восточных Карпат, на севере Паннонской впадины и фиксируются скважинами под чехлом Паннонской и Трансильванской впадин и Закарпатского межгорного прогиба [Баженов, Буртман, 1990]. Среди офиолитов находятся массивы с доальпийской континентальной корой, тяготеющие по характеру отложений юры и нижнего мела к африканской или евразийской окраинам Тетиса.

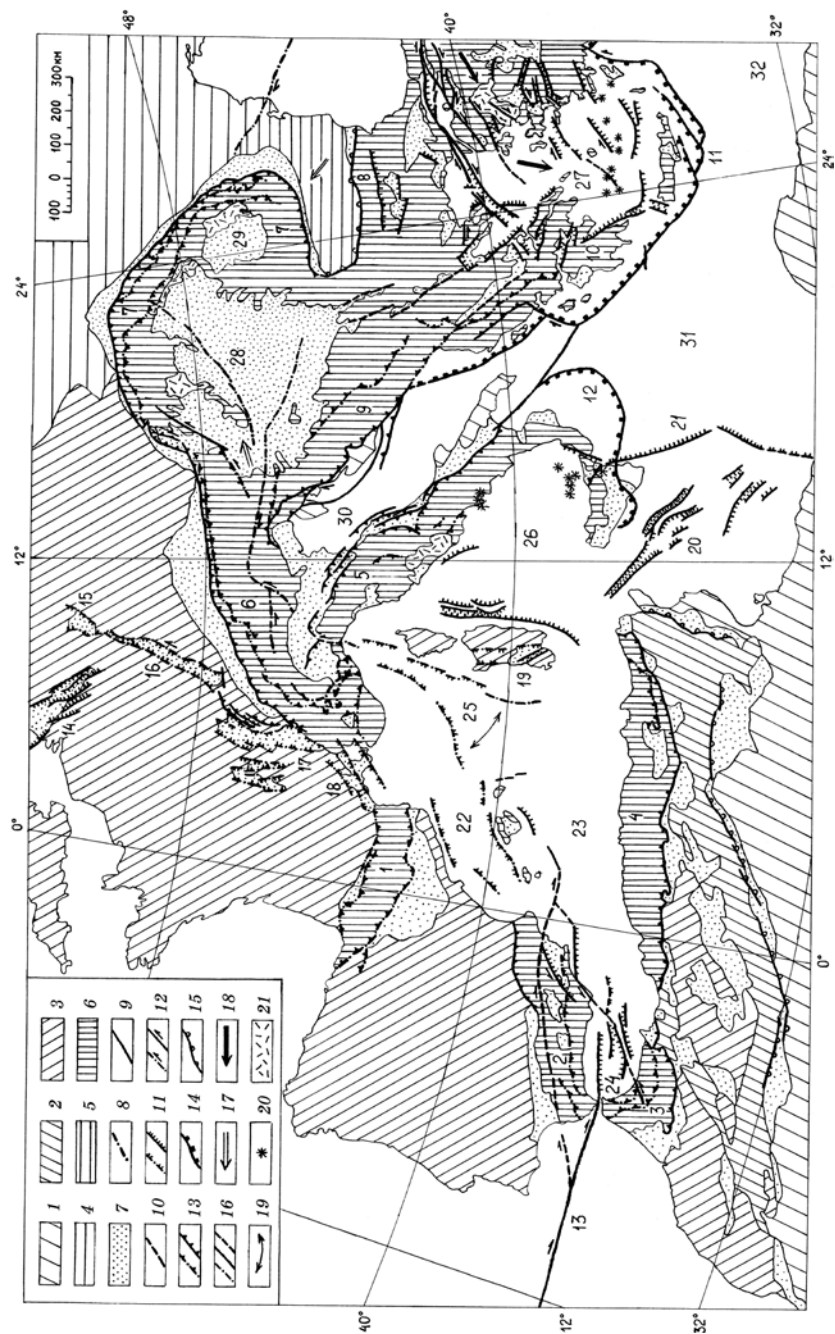


Рис. 77. Неотектоника Альпийской Европы [Трифонов, 1999]

Цифры на рис. 77: 1 – Африканская плита; 2 – Антиатлас – активизированная в новейшее время часть Африканской плиты; 3 – палеозоиды Западной Европы и Северо-Западной Африки; 4 – Восточно-Европейская докембрийская платформа; 5 – Мизийская плита; 6 – новейшие горные сооружения на месте альпийских покровно-складчатых структур, включая срединные массивы; 7 – олигоцен-четвертичная моласса рифтов, межгорных впадин и предгорных прогибов; 8–16 – новейшие разломы: 8 – развивавшиеся на ранней (олигоцен – средний миоцен) стадии неотектонического этапа, 9–10 – возникшие или продолжавшие развиваться на поздней (поздний миоцен – квартер) стадии неотектонического этапа (9 – достоверные, 10 – предполагаемые), 11 – сбросы, 12 – сдвиги, 13 – надвиги, 14 – выход на поверхность оси современной глубинной сейсмофокальной зоны (зоны субдукции), 15 – флексурно-разломные зоны, 16 – разломы с неизвестным направлением перемещений; 17, 18 – преобладающее направление движения коровых масс: 17 – на ранней стадии неотектонического этапа, 18 – на поздней стадии неотектонического этапа; 19 – направление вращения блока Корсика–Сардиния; 20 – крупнейшие действующие и позднечетвертичные вулканы; 21 – крупнейшие поля новейших вулканитов.

Цифры на карте. 1–10 – новейшие горно-складчатые сооружения: 1 – Пиренеи, 2 – Бетские Кордильеры, 3 – Эр Риф, 4 – Телль-Атлас, 5 – Апеннины, 6 – Альпы, 7 – Карпаты, 8 – Балканы, 9 – Динариды, 10 – Эллиниды; 11–13 – крупнейшие зоны разломов: 11 – Крито-Эллинская дуга, 12 – Сицилийско-Калабрийская дуга, 13 – Азоро-Гибралтарский разлом; 14–21 – рифты: 14 – Нижнерейнский, 15 – Гессенский, 16 – Верхнерейнский, 17 – Ронский, 18 – Лионского залива, 19 – Кампидано, 20 – Пантеллерийская зона, 21 – сброс Сицилийского порога; 22–29 – рифтогенные и изометричные впадины: 22 – Северо-Балеарская, 23 – Южно-Балеарская, 24 – Альборанская, 25 – Лигурийского моря, 26 – Тирренская, 27 – Эгейская, 28 – Паннонская, 29 – Трансильванская; 30–32 – северная окраина Африканской плиты: 30 – реликты Адриатического выступа, 31 – Ионическая впадина, 32 – Левантинская впадина

Если восточнее Адриатического выступа можно говорить о пространственном разобщении другими зонами реликтов сутуры Мезотетиса и современной границы Африканской плиты (сутуры Неотетиса), то западнее выступа они сближаются и, по существу, представляют собой элементы единой развивающейся мегазоны. Само понятие Мезотетиса там теряет смысл, поскольку бассейн Тетиса существовал до эоцена.

Под Адриатическим выступом, как и Южными Альпами, вероятно, находится континентальная кора, подобная обнажённой в

зоне Ивреа-Ланцо Западных Альп. Она сформировалась или была переработана в герцинское время. Осадочный чехол Адрии начинается эвапоритами верхнего триаса, выше которых до олигоцена или раннего миоцена отлагались мелководные карбонаты, в отдельных горизонтах приобретающие черты более глубоководных образований. По данным К. Рейтера и его соавторов, такие же отложения на континентальной коре продолжают под тектоническими покровами Апеннин почти до западного побережья Италии. В Адриатическом море и Ломбардской низменности мелководные отложения выступа перекрыты морскими и континентальными молассовыми отложениями, формировавшимися с конца олигоцена поныне. Осадочный чехол Южных Альп сходен с домолассовым чехлом Адрии, но в средней-верхней юре и мелу наряду с мелководными присутствуют и более глубоководные фации глубокого шельфа и континентального склона, а в палеогене накапливался флиш. Карбонатные породы мезозоя, наряду с образованиями фундамента, сейчас слагают тектонические покровы Восточных Альп. По данным А. Толлмана, верхние, средние и нижние покровы последовательно представляют первично всё более северные тектонические зоны, приближающиеся к глубоководной части Мезотетиса. Среднемеловой возраст покровов доказывается несогласным перекрытием их контактов мелководными грубообломочными отложениями сенона – низов палеогена [Хаин, 2001].

Тот же ряд перехода от мелководных фаций на континентальной коре Адрии к более глубоководным фациям на утонённой коре переходного типа намечается в Динаро-Карпатском сечении Альпийского пояса [Баженов, Буртман, 1990; Хаин, 2001]. Пелагические фации появляются в зонах Бутвы и Боснии Динарид и Геморо-Татранской мегазоне Карпат. В альбе-туроне раньше, чем в других зонах, здесь начинается накопление флиша, рассматриваемого как фация подводных склонов в эпохи значительных горизонтальных перемещений. Юго-западнее флиш появляется лишь в начале палеогена, а в ближайшей к Адрии Далматской зоне – только в позднем эоцене. Такая же тенденция изменения возраста флиша установлена в Апеннинах, где начало его формирования омолаживается с запада на восток от олигоцена до среднего миоцена.

В Телль-Атласе, Эр-Рифе и Бетских Кордильерах имело место последовательное надвигание от внутренних зон с выходами палеозоя срединных массивов Тетиса к периферии. В покровных и

надвиговых пластинах восстанавливается следующая зональность [Хаин, 2001]. Ближе всего к внутренним массивам находилась зона Известнякового хребта с преимущественно карбонатными разрезами верхнего триаса – палеогена. Далее следовала зона мел-палеогенового флиша, которая в Бетских Кордильерах есть лишь на западе, где в её составе присутствует и нижний миоцен. Далее к югу перед Эр-Рифом и Телль-Атласом выделяется складчато-надвиговая зона, представляющая собой первоначально глубоко-водный и широкий прогиб юрско-эоценового возраста, в котором преобладал флиш и пелагические известняки. Наиболее глубоко-водные фации находились в северной части прогиба, сейчас тектонически перекрытой флишем.

Сложная зональность выявлена на северном краю Тетиса. В отдельных зонах в то или иное время формировался флиш. Его отложения известны в Валисской зоне Западных Альп (верхний мел – нижний палеоген), Пьенинской зоне Западных и Северных Внутренних Карпат (верхний мел и эоцен), Карпато-Балканской мега-зоне (нижний мел во внутренних, западной и южной частях мега-зоны и верхний мел – палеоген в её внешних частях). Пиренеи заложены на преобразованной герцинской континентальной коре. В апт-альбе эта область испытывала раздвигание, и в возникшем прогибе накопились карбонатно-глинистые отложения значительной мощности. Позднее в центре прогиба возникло осевое поднятие, по обе стороны которого до эоцена накапливался флиш.

Тектонические зоны Альпийской Европы подверглись интенсивным складчато-надвиговым деформациям и во многих местах слагают тектонические покровы. В структуре Альп решающее значение имеет надвиг земной коры Южных Альп на север, причём толщи верхних покровов первоначально располагались южнее толщ, слагающих нижние покровы. Карпатские покровы надвинуты на герциниды Центральной Европы, Восточно-Европейскую платформу и на юге на Мизийскую плиту. В Северных Карпатах крупнейший Могурский покров имеет амплитуду не менее 60 км. Южная часть Восточных Карпат надвинута на расстояние более 60 км. Столь же значительное надвигание выявлено в Пиренеях.

По мере развития складчато-надвиговых систем и их преобразования в субэральные деформационные поднятия перед ними возникали передовые прогибы, выполнявшиеся морской или континентальной молассой. Передовой прогиб развивался перед Цен-

тральными и Восточными Альпами в олигоцене и раннем миоцене, а на востоке – до раннего плиоцена. В Северных Карпатах основная стадия опускания прогиба приходится на ранний миоцен, а в Восточных Карпатах – на средний-поздний миоцен. Общий для Апеннин, Южных Альп и Динарид Адриатический прогиб развивается с миоцена поныне, причём наиболее мощные молассы накопились вблизи Апеннин. С миоцена погружаются передовые прогибы Телль-Атласа, Эр-Рифа и запада Бетских Кордильер. Подобные прогибы сформировались по обе стороны Пиренеев в олигоцене и миоцене. Внутренние склоны передовых прогибов вовлечены в покровно-складчатые деформации. В тех участках горно-складчатых сооружений, где передовые прогибы отсутствуют, молодые складки, надвиги и сдвиги нарушают соседние платформенные области. Таковы дислокации Юрских гор перед Западными Альпами, края высокого плато на востоке Алжира, Предбетской зоны. Пояс дислокаций Южных Атласид протягивается от Туниса до Марокко на 2000 км. Он образован складчато-блоковыми поднятиями, которые разделены и осложнены надвигами, взбросами и взбросо-сдвигами и развились на месте мезозойских рифтоподобных впадин.

3.3.3.2. Новейшие рифты и впадины

Важная особенность Альпийского пояса Европы – новейшие рифтоподобные и изометричные впадины, отличные от межгорных и предгорных прогибов, разновозрастных и конформных горным сооружениям. Среди них намечается несколько типов. Первый тип представлен грабенами с более или менее утонённой континентальной корой. Они являются частью кайнозойской рифтовой системы. Согласно Е.Е. Милановскому [1987], вне Альпийского пояса эта система образована Нижнерейнским грабеном северо-западного простирания и Гессенским, Верхнерейнским и Ронским грабенами северо-северо-восточного простирания. В пределах грабенов и их окрестностей известны вулканические проявления щёлочно-ультраосновного, щёлочно-базальтового и щелочного состава, разновозрастные грабенам, а местами и более ранние.

На продолжении Ронского грабена к югу, в Западном Средиземноморье, расположен пучок грабенов и грабенообразных впадин, простирание которых изменяется от юго-западного (Лионский залив, Северо-Балеарская и Лигурийская впадины) до субмеридио-

нального (грабен Кампидано на Сардинии). Лигурийская впадина имеет форму треугольника со сбросовыми уступами на северо-западном и восточном бортах. К г. Генуя уступы сближаются, образуя узкий грабен, к северу продолжающийся левосдвиговыми зонами Сестри-Вольтаджио и Джудикария. Последняя смещает влево Периадриатический шов на ~70 км. Лигурийская впадина имеет по краям утонённую континентальную кору, а в центре субокеаническую. Дж. Эдер и А. Лортшер объясняют её образование растяжением при повороте Сардино-Корсиканского блока на 30° против часовой стрелки, обосновывая это палеомагнитными данными. Р. Монтиньи и его соавторы датируют возраст вращения ранним миоценом (20.5–19 млн лет) – эпохой максимальных вулканических извержений на Сардинии. Вращению могло предшествовать отодвигание блока к востоку, начавшееся в конце олигоцена. Тогда же заложился грабен Кампидано. Его южная часть выполнена кайнозойскими осадочными толщами, а северная – андезитами. Они извергались с конца олигоцена до среднего миоцена с максимумом в раннем миоцене и в плиоцен-четвертичное время сменились базальтовыми и щелочными извержениями.

Далее к югу на коре различного типа расположены сбросы и грабены, простирающиеся на юго-восток, реже на юг. Они захватывают Тирренское море, пересекают Африкано-Сицилийский порог, образуя там Пантеллерийскую систему грабенов и горстов, отмеченных вулканическими извержениями базальтового и щелочного состава, нарушают Тунисский Атлас и заканчиваются грабенами Ливии. Протяжённая субмеридиональная сбросовая зона амплитудой до 4 км протягивается на юг от восточного края Сицилии, ограничивая Африкано-Сицилийский порог с востока. К зоне приурочены извержения Этны и небольших подводных вулканов. Е.Е. Милановский рассматривает описанные грабены как единую Рейнско-Ливийскую рифтовую систему.

Впадины второго типа отличаются от рифтовых изометричными очертаниями. К этому типу относятся Тирренская и Паннонская впадины, у которых много общего с Эгейской впадиной, ограниченной с юга Крито-Эллинской островной дугой. Её своеобразие заключается не только в небольших размерах и относительно небольшой глубине сейсмофокальной зоны, объяснимой малой скоростью перемещения субдуцируемой плиты, но и в особенностях геодинамики. Эта дуга развивается в условиях как поперечного, так

и бокового сжатия, обусловленного западным дрейфом Анатолийской плиты и приводящего к увеличению крутизны дуги, её поперечному укорочению и надвиганию на субдуцируемую морскую впадину. Вместе с тем, под действием бокового сжатия в тылу дуги происходит поперечное к боковому сжатию (субмеридиональное) удлинение, которое выражено выпуклыми к югу и параллельными дуге грабенами растяжения. Удлинение превышает поперечное укорочение, поскольку дополнительным источником удлинения является подъём и растекание мантийного диапира, инициированного нарушением континентальной коры, возникшей в тылу дуги на предшествовавших стадиях альпийского орогенеза. В процессе растяжения земная кора утоняется и перерождается, и образуется задуговая впадина Эгейского моря. Такая модель его формирования подтверждена результатами GPS наблюдений [McClusky et al., 2000]. Согласно им, западный дрейф Анатолийской плиты, являющийся источником бокового сжатия, удостоверяется правосдвиговой деформацией вдоль Северо-Анатолийской зоны разломов со скоростью 20–25 мм/год. Острова Эгейского моря смещаются на ЮЮЗ на 6–8 мм/год быстрее, чем Анатолийская плита. Встречный дрейф Африканской плиты относительно Европы – 5–7 мм/год, т.е. намного меньше скорости надвигания по Крито-Эллинской дуге (~30 мм/год). Палеомагнитное изучение палеогеновых и миоценовых отложений, выполненное Ж. Анжелье и его коллегами, показало, что подобный процесс происходил с конца миоцена и привёл к удлинению Эгейского региона на 200–300 км, т.е. на треть первоначальной ширины.

Более крупным аналогом структур такого типа представляется Карибский регион (рис. 78). Важнейшими элементами его современной структуры являются две островные дуги – Центрально-Американская на западе и Малоанtilьская на востоке, и две связывающие их системы разломов – на севере левосдвиговая зона Бартлет (Кайман) с продолжающими её зоной Мотагуа в Гондурасе и зонами нарушений островов Гаити и Пуэрто-Рико, а на юге зоны правых сдвигов Ока-Чиринос и Бокано-Эль-Пинар [Трифонов, 1999]. Они обрамляют гетерогенную впадину Карибского моря. По данным М. Росса и Ч. Скотезе, эта впадина была образована фрагментом океанической плиты Фараллон и вовлечёнными в её северо-восточный дрейф блоками с континентальной, островодужной и океанской корой в конце мела – начале палеогена, когда указанный

фрагмент плиты оказался изолированным от его западного продолжения (плиты Кокос) восстановившимся Центрально-Американским перешейком. Современный структурный план оформился к концу среднего эоцена. В новейшее время, в условиях продолжающегося косого сближения Северной и Южной Америки и наличия Центрально-Американской зоны субдукции, Карибский бассейн испытывает меридиональное укорочение, удлинение в восточном направлении вдоль ограничивающих его сдвигов и надвигание на литосферу Западной Атлантики по дуге Малых Антиль. В ходе этой деформации Карибский бассейн неравномерно углубляется. Сходные черты строения и, вероятно, происхождения имеют моря Скоша, Банда и Сулавеси.

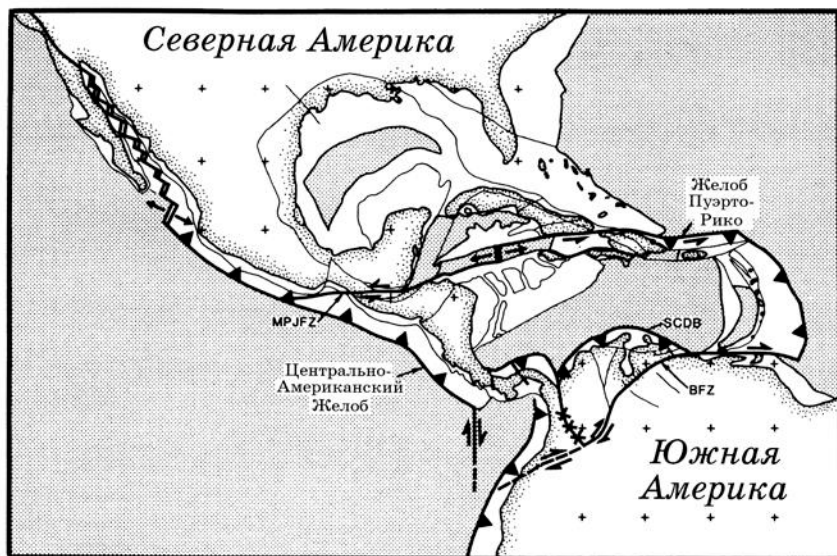


Рис. 78. Неотектоническая схема Карибского региона (по М.Россу и Х. Скотезе)

BFZ — правосдвиговая зона Боконо-Эль Пинар, продолжающаяся зоной разломов Ока-Чиринос; MPJFZ — левосдвиговая зона Мотагуа-Полочик-Юкатан, продолжающаяся Кайманским трогом с левым сдвигом Бартлет; SCDB — Южно-Карибский пояс деформаций

Подобно Эгейской, Тирренская впадина сопряжена с островной дугой – Калабрийско-Сицилийской. Под дугу до глубин 350 км погружается под углом $\sim 55^\circ$ мантийная сейсмофокальная зона, а в тылу находится вулканическая дуга Эоловых островов. Под воздействием бокового сжатия Африканской плиты происходит удлинение (растяжение) впадины в направлении дуги. Оно проявляется, в частности, формированием внутри впадины грабенных и сбросов, выпуклых в направлении удлинения. При этом возрастает крутизна дуги, что удостоверяют данные палеомагнитного изучения осадочных толщ плиоцена – нижнего плейстоцена, предпринятого П.Шиперсом и его соавторами. Согласно этим данным, указанные отложения на юге Италии (район г. Матера) испытали вращение против часовой стрелки на 25° , а в Сицилии и на юге Калабрии – по часовой стрелке на 16° .

Паннонская впадина заложена на внутренних тектонических зонах Карпат, испытавших интенсивные альпийские покровно-складчатые деформации. Впадина изометрична, но, в отличие от Эгейской и Тирренской, её очертания скорее угловаты, чем овальные. По данным В.Г. Николаева, впадина имеет сложное внутреннее строение и состоит из частных впадин, прогнутых до 5–7 км, и поднятых участков, где фундамент выходит на поверхность или погружен до 1.5 км. Вдоль границ и внутри прогнутых и поднятых участков есть сбросы и сбросо-сдвиги северо-западного (до широтного) и северо-восточного простираний. По периферии впадины расположены межгорные прогибы, выполненные нижне-среднемиоценовыми отложениями и весьма слабо прогибавшиеся в дальнейшем. На территории будущей впадины в миоцене имели место извержения кислого и позднее также среднего состава. Значительное погружение собственно Паннонской впадины (Большой и Малой Венгерских впадин, удлиненных в северо-восточном направлении) произошло в начале позднего миоцена. Менее интенсивное опускание и заполнение осадками продолжалось в плиоцен-четвертичное время, сопровождаясь базальтовым вулканизмом. Сдвиговые перемещения по новейшим разломам свидетельствуют, по мнению Л. Роудена и его соавторов, об удлинении впадины в широтном направлении при возможном меридиональном сокращении. На такое удлинение (расширение) впадины указывают и склонения векторов остаточной намагниченности миоценовых отложений [Баженов, Буртман, 1990]. Паннонская впадина характеризует-

ся, по данным В.Г. Николаева, мощностями коры от 27.5–30 км на краях до 23–25 км в Большой Венгерской впадине. Это меньше мощности коры в Динаридах и Западных Карпатах (35–40 км) и, тем более, Восточных Карпатах (60–65 км). Сокращение коры под Паннонской впадиной происходило, главным образом, за счёт утонения её высокоскоростной нижней части и могло быть связано с метаморфическим уплотнением метабазитов, достигших плотности мантийных пород. Это могло стать причиной опускания впадины.

Третий тип впадин представлен Южно-Балеарской и Альборанской котловинами Западного Средиземноморья. Подобно грабенам рифтовых зон, обе впадины линейно вытянуты, но, в отличие от рифтов, ограничены не прямолинейными, а дугowymi разломами и имеют форму удлинённых овалов. Обе впадины возникли на месте деформированных в ходе альпийского тектогенеза внутренних зон складчатых сооружений с реликтами герцинской континентальной коры. Южно-Балеарская впадина более продвинута в своём развитии, чем Альборанская. Последняя неглубока (до 2 км) и обладает сильно расчленённым тектоническим рельефом дна, образованным разрывами субширотного и северо-восточного простираний. Мощность неоген-четвертичного чехла варьирует от 1 до 3 км. Под чехлом находится утонённая континентальная кора. Кора Южно-Балеарской впадины утонена больше и на отдельных участках является субокеанической. Глубина впадины достигает 3 км, а мощность неоген-четвертичных (и олигоценовых?) отложений – 3–6 км, из которых половина приходится на мессиний и менее мощные плиоцен и четверть. Обе впадины окаймлены покровно-складчатыми сооружениями с центробежной вергентностью.

3.3.3.3. История альпийского и новейшего тектогенеза

Согласно выполненным обобщениям [Милановский, 1987; Баженов, Буртман, 1990; Хаин, 2000], история формирования Альпийского пояса Европы представляется следующим образом. В середине мела произошло замыкание океанического бассейна Мезотетиса с формированием покровной структуры Динаро-Карпатской области и Восточных Альп. Южные Альпы надвинулись на Пьемонтскую зону, вызвав её шарьирование на север. Сформировался двусторонний покровный ороген Динарид и будущих внутренних

зон Карпат. Покровы были перекрыты мелководными отложениями сенона – низов палеогена. В связи с покровообразованием и позднее в наложенных прогибах происходило накопление флиша (Валисская зона Альп, Гемеро-Татриды, Боснийская зона Динарид). Мощный флишевый прогиб развивался во внешних зонах Альп и Карпат. В Пьенинской зоне до маастрихта продолжалось пелагическое осадконакопление.

Западнее Адриатического выступа меловые движения не привели к замыканию Тетиса, и он сохранялся в виде Палео-Лигурийского бассейна. Массивы палеозойской континентальной коры существовали в нём как относительные поднятия. Южнее Лигурийского бассейна с раннемелового, а в Эр-Рифе – с юрского времени до эоцена развивался глубоководный морской прогиб с флишевым осадконакоплением на северном склоне.

Как показал анализ магнитных аномалий в Атлантике, выполненный С. Сривастава и его соавторами, в верхнеюрское и раннемеловое время Африка отодвигалась от Америки вместе с Иберией, хотя их и разделял морской пролив, связывавший Центрально-Атлантический океан с Тетисом. Поскольку зона растяжения между Америкой и Европой только зарождалась, Европа отодвигалась медленнее, отчего вдоль Пиренеев происходил левый сдвиг. В середине мела (110–85 млн лет назад) здесь, по данным К. Дейонга, имели место метаморфизм, магматизм и растяжение, приведшее к утонению коры и формированию морского пролива между Лигурийским бассейном и Атлантикой. Но уже с кампана в связи с проникновением спрединга в Северную Атлантику растяжение сменилось сжатием и правым сдвигом вдоль Пиренеев. Сжатие достигло максимума в конце эоцена, когда сформировался в главных чертах двусторонний складчато-надвиговый ороген Пиренеев.

В эту эпоху (пиренейская фаза) произошло окончательное замыкание Палео-Лигурийского бассейна с надвиганием Адриатического выступа и образованием перед его фронтом западновергентных лигурийских офиолитовых покровов. Надвигание охватило и Южные Альпы, перед фронтом которых были шарьированы на север породы Пьемонтской и более северных тектонических зон. В раннем–среднем палеогене произошло замыкание и сжатие бассейна Пьенинской зоны Карпат. Располагавшиеся юго-западнее меловые покровы испытали складчатость, а в Динаридах – и дополнительное надвигание на юго-запад. Во Внешней зоне Карпат и ме-

стами в Динаридах накапливался флиш, распространившийся в конце эоцена в Далматскую зону. Палеогеновое флишеобразование продолжалось также вдоль северного борта глубоководного прогиба Телль-Атласа, а в Эр-Рифе оно сменилось накоплением карбонатов. На продолжении той же зоны в северо-западной части Бетских Кордильер флиш накапливался с мела до нижнего миоцена.

Таким образом, к концу эоцена Тетис прекратил существование. Были замкнуты или тектонически перекрыты также краевые морские впадины северной окраины Тетиса, аналогичные Черноморской и Южно-Каспийской. На новообразованной континентальной коре возникли мелководные моря и локальные флишевые бассейны. Протяженный прогиб с флишевым осадконакоплением сохранялся на евразийском обрамлении Альпийского пояса, тогда как на африканском обрамлении развивался глубоководный прогиб с флишенаккоплением на северном борту. Возможно, он сообщался с Ионической и Левантской впадинами бывшей южной окраины Тетиса и с Атлантическим океаном, обособляя Иберию, сомкнувшуюся в пиренейскую фазу с Евразийской плитой.

В интервале с эоцена и раннего олигоцена до раннего миоцена возникла структурная дуга Карпат. По данным М.Л. Баженова и В.С. Буртмана [1990], она образовалась путем срыва Карпато-Динарских меловых покровов и их надвигания на север, восток и юг. В раннем олигоцене этот процесс еще не достиг внешних флишевых зон, где продолжалось осадконакопление. Лишь позднее здесь возникли надвиги и складки, существенно сократившие ширину бывшего прогиба. В начале миоцена флишевые толщи надвинулись на Центрально-Европейские герциниды и позднее – на Восточно-Европейскую платформу и отчасти Мизийскую плиту. Надвиги и покровы частично перекрыли и деформировали внутренний борт Предкарпатского передового прогиба. Главной причиной срыва северо-восточной ветви мелового Карпато-Динарского орогена и ее скупивания в виде Карпатской дуги представляется выдавливание к востоку восточноальпийских зон при северном дрейфе Адрии.

В олигоцен-миоцене начинается воздымание Альп, и перед их фронтом образуется и заполняется молассой передовой прогиб, причем в Восточных Альпах он продолжал погружаться и в раннем плиоцене. Покровы Гельветской и более южных зон надвигаются на внутренний борт прогиба. Перед Западными Альпами с поздне-

го миоцена платформенные отложения Юрских гор деформируются, образуя складки и надвиги, параллельные Альпам, и субмеридиональные левые сдвиги. Юго-западнее вершины дуги Западных Альп, в Прованских Альпах, по данным Е.Рода, возникают субмеридиональные разрывы с правосдвиговыми смещениями. Таким образом, в результате движения дуги Западных Альп на запад-северо-запад перед ее фронтом происходит смятие горных пород с их отжиманием на север и на юг от вершины дуги.

С позднего олигоцена в Альпах развивается еще один важный процесс, который в среднем и позднем миоцене становится определяющим: формирование южновергентной структуры Южных Альп и их надвигание на Адриатический молассовый прогиб. На стыке Южных Альп и Динарид, в районе г. Венеции, надвигание продолжается в плио-плейстоцене, а местами и в голоцене, проявляясь в землетрясениях магнитудой до 6.4.

В олигоцене и миоцене воздымается осевая зона Пиренеев, а в соседних Южно-Пиренейской и Северо-Пиренейской зонах продолжается развитие надвигов. Перед этими зонами на западе орогена формируются молассовые прогибы, сминающиеся в пологие, местами гребневидные складки. Восточная часть орогена погружается в Лионский залив.

Одновременно с Альпийским поясом развивается рифтовая система Западной Европы [Милановский, 1987]. В конце эоцена заложились Гессенский, Ронский и соседние с ним более мелкие грабены, а также – южная часть Верхнерейнского грабена. На месте последнего еще в конце мела – начале палеогена возник Верхнерейнский свод с пронизавшими его субвулканическими телами щелочно-ультраосновного состава. В олигоцене и раннем миоцене оформилась вся рифтовая система, развитие которой сопровождалось щелочно-базальтовым и щелочным вулканизмом. Верхнерейнский грабен распространился на север, испытав суммарное поперечное растяжение на 5 км.

Еще севернее образовался Нижнерейнский грабен, а южнее Ронского рифта сформировалась система параллельных грабенов, западная ветвь которых распространилась через Лионский залив на юго-запад, образовав Северо-Балеарскую впадину, а восточная достигла Сардинии, где в условиях интенсивного известково-щелочного вулканизма возник грабен Кампидано. Наиболее значительное растяжение, вероятно, испытывала центральная рифтовая

зона. В нижнем миоцене ее раздвигание дополнилось, по данным Дж. Эделя и А. Лортшера и Р. Монтињи с соавторами, вращением блока Корсика – Сардиния на 30° против часовой стрелки. В итоге возникла расширяющаяся к югу центральная котловина Лигурийского моря с субокеанической корой, а блок Корсика–Сардиния пододвинулся под Адриатический выступ, отчего в районе острова Эльба – Тосканы, вероятно, произошло сдвигание коры и воздымание поверхности. Это инициировало северо-восточный дрейф лигурийских покровов. Покровы стали надвигаться на краевые зоны Адрии, вовлекая их в покровообразование, чему способствовало присутствие в разрезах этих зон верхнетриасовых эвапоритов, облегчавших срыв и перемещение. Перед фронтом двигавшихся покровов возникали флишевые бассейны, омолаживавшиеся к востоку. Развитие апеннинских покровов продолжается в течение всего миоцена, плиоцена и четвертичного периода.

На неоген приходятся главные фазы деформаций и смещений в Телль-Атласе, Эр-Рифе и Бетских Кордильерах [Хаин, 2001]. Они начались в конце олигоцена – начале миоцена надвиганием внутренних массивов на внешние зоны. В среднем, а в Телль-Атласе еще в раннем миоцене покровообразование и складчатость охватили флишевую зону. Ось глубоководной впадины, располагавшейся перед фронтом надвигания и дольше всего сохранявшейся перед Эр-Рифом, постепенно смещалась к югу, а сама впадина приобретала черты передового молассового прогиба. На западе Бетских Кордильер в миоцене также возник передовой прогиб, который в среднем миоцене – раннем плиоцене был вовлечен в надвигание и складчатость. Тогда же, в среднем–позднем миоцене, испытали покровообразование и складчатость Суббетская и Предбетская зоны.

В современной структуре Телль-Атлас, Эр-Риф и Бетские Кордильеры образуют выпуклую на запад дугу с надвиганием внутренних зон на внешние. Казалось бы, такая структура сформировалась в результате западного дрейфа дуги и представляет собой синтаксис, подобный Адриатическому, Аравийскому или Пенджабско-Памирскому. Однако ряд фактов заставляет усомниться в такой интерпретации. Во-первых, значительное надвигание одновременно происходило не только в вершине, но и на флангах дуги. Во-вторых, дуга асимметрична: глубоководный прогиб развивался лишь в ее африканской части, а флишевая зона, связанная с этим прогибом, продолжается лишь в западную часть Бетских Кордильер.

ер, обрываясь в 40 км восточнее г. Гренады. В-третьих, интерпретация дуги как синтаксиса противоречит палеомагнитным данным по Атлантике. По этим данным, на границе эоцена и олигоцена от Срединно-Атлантического хребта распространилась на восток зона нарушений с правосдвиговой составляющей смещений, представленная сейчас разломами Южно-Азорским и Глория. Эта зона отделила Иберию от Африки, вызвав правый сдвиг между ними. В раннем миоцене он дополнился сближением Африки и Иберии. Изложенные факты привели к выводу, что образование Гибралтарской дуги явилось результатом присдвигового изгиба тектонических зон, тогда как прежде Бетские Кордильеры простирались, возможно, на северо-запад, подобно структурам Эр-Рифа. На эту деформацию указывают палеомагнитные исследования, согласно которым юрские отложения, надвинутые сейчас на север от предполагаемого сдвига, испытали вращение по часовой стрелке на 60–90°. Вращение произошло в раннем–среднем миоцене. Амплитуда сдвига оценивается в 300 км по протяженности флишевой зоны в Бетских Кордильерах.

Сдвиг между Африкой и Иберией на ранней стадии, до начала их сближения около 20 млн лет назад, мог происходить с некоторым растяжением, что привело к подъему горячей мантии. Максимальный разогрев имел место, по данным К. Де-Йонга, ~30 млн лет назад. С образованием мантийного диапира связаны известково-щелочной миоценовый вулканизм, сменившийся в плиоцене щелочно-базальтовым, и обрушение территории Южно-Балеарской и Альборанской впадин. Медленное опускание Южно-Балеарской впадины началось в раннем миоцене (или в конце олигоцена?) и сменилось быстрым погружением в конце миоцена, когда, возможно, заложилась Альборанская впадина, более интенсивно погружавшаяся в плиоцен-четвертичное время [Милановский, 1987].

Правый сдвиг между Африкой и Иберией изменил характер движений на обширной территории. Возникла сопряженная с ним система субмеридиональных левых сдвигов, проявившаяся в среднем–позднем миоцене смещениями на северо-восточном продолжении Лигурийской впадины (зоны разломов Сестри-Вольтаджио и Джудикария) и вдоль Верхнерейнского грабена. На продолжении Западно-Европейской рифтовой системы в Средиземноморье заложилась в позднем миоцене и продолжала развиваться в плиоцен-четвертичное время Тиррено-Пантеллерийская рифтовая система,

характеризовавшаяся преимущественно юго-восточным простира-нием грабенов и сбросов. Интенсивно погружались в плиоцен-четвертичное время грабены и сбросы западной части Нижнерейнского грабена, также простирающиеся на юго-восток.

В неоген-четвертичное время сформировались Эгейская, Тирренская и Паннонская впадины, развитие которых сопровождалось вулканизмом. Тирренская впадина заложились в раннем миоцене и испытала наиболее интенсивное прогибание в конце миоцена. По периферии Паннонской впадины в раннем–среднем миоцене погружались Венский, Закарпатский и Трансильванский прогибы, тогда как наибольшее опускание самой впадины имело место в начале позднего миоцена. Эгейская впадина, по-видимому, возникла в конце среднего миоцена. Все впадины продолжают опускаться до сих пор. Одновременно с Эгейской и Тирренской впадинами развиваются структуры Крито-Эллинской и Сицилийско-Калабрийской дуг с присущими им мантийными сейсмофокальными зонами и тыловым известково-щелочным вулканизмом.

Итак, в конце миоцена и начале плиоцена окончательно оформились все главные черты строения региона, присущие и современному (позднечетвертичному) этапу его развития. Это, прежде всего, новая граница Африканской и Евразийской плит, очерчиваемая полосой эпицентров землетрясений и наиболее ярко представленная Крито-Эллинской и Сицилийско-Калабрийской дугами. Вдоль северо-восточного побережья Апеннин и южных подножий Альп продолжают надвигание покровов и связанные с этим деформации молассовых комплексов. На севере Внешних Динарид отмечаются правосдвиговые смещения по разломам северо-западного простираения. Эрозионно-аккумулятивное и тектоническое перемещение материала в Адриатический бассейн нарушает изостатическое равновесие, восстановление которого увеличивает гипсометрический контраст между основанием молассового бассейна и соседними горными сооружениями и способствует гравитационному покровообразованию. Сжатие от сближения Адрии и Альп вызывает отток горных масс в стороны. В дуге Западных Альп он проявляется в радиальном распределении сжатия, определенного Н. Павони по механизмам очагов землетрясений, а в Восточных Альпах реализуется, по данным Д. Слежко и его соавторов, в правосдвиговых перемещениях по субширотному разлому, расположенному немного южнее Периадриатического шва.

С субмеридиональным сжатием, вызванным северным дрейфом Африки, связаны четвертичные сдвиги Алжира и Марокко: правые северо-западного и левые северо-восточного простираний. 35-километровый взброс с левосдвиговой составляющей смещений возник в 1980 г. при землетрясении Эль-Аснам ($M=7.5$) в Северном Алжире. По данным Д. Мак-Кензи, меридиональное (до северо-северо-западного) сжатие определяется в Северо-Западной Африке и по фокальным механизмам более ранних землетрясений.

В четвертичное время продолжают наметившиеся ранее тенденции развития Эгейской, Тирренской, Паннонской, Южно-Балеарской и Альборанской впадин, Пантеллерийской рифтовой системы. Продолжает развиваться западная часть Нижнерейнского грабена северо-западного простирания. Опускание в северной части Верхнерейнского грабена сочетается с левосдвиговыми перемещениями по разломам северо-восточного простирания. Таким образом, в прирейнской части Европы северо-западное сжатие сочетается с северо-восточным растяжением, что можно связать как с воздействием Альп, так и с раздвиганием в Норвежском море.

Важнейшее тектоническое событие плиоцен-четвертичного тектогенеза – усиление поднятия горных сооружений, наиболее отчётливо выраженное в Альпах и Карпатах. Оно произошло после завершения главных фаз покровно-складчатых деформаций, сопровождавшихся возникновением субэкральных поднятий в местах деформационного утолщения земной коры. Одновременно с поднятием горных систем интенсивно опускались впадины Средиземного моря. Таким образом, плиоцен-четвертичное время стало эпохой общего возрастания контрастности вертикальных движений.

3.3.3.4. Позднекайнозойская геодинамика

Проанализировав данные европейских авторов о магнитных наклонениях в образцах горных пород, М.Л. Баженов и В.С. Буртман [1990] пришли к выводу, что в дотуронское время Южные Альпы, т.е. северная часть Адриатического выступа, находились в 900–1800 км южнее южного края Евразийской плиты. Иначе говоря, именно такова величина меридионального укорочения Альпийского орогена в ходе замыкания Тетиса и последующей коллизии, тогда как меридиональное перемещение структур Карпато-Балканского региона с позднего мела не превысило 1100 км.

Кс. Ле Пишон и Ж. Анжелъе оценили меридиональное укорочение Альпийского пояса Европы с сенона поныне величиной порядка 1000 км. Эта величина меньше оценок сокращения Альпийского пояса в Аравийско-Кавказском сечении. И дело здесь не только в дополнительном перемещении Аравийской плиты за счет растяжения в Красноморско-Аденской системе рифтов. Оно могло обеспечить примерно 100 км дополнительного сокращения. Очевидно, перемещение Африкано-Аравийской плиты происходило с вращением, так что ее восточная часть двигалась быстрее западной.

При анализе кайнозойских и, в частности, позднекайнозойских горизонтальных перемещений в Альпийском поясе Европы следует иметь в виду, что регистрируемые на поверхности результаты движений в основном являются лишь коровыми и даже верхнекоровыми, затрагивающими осадочный чехол и иногда верхнюю часть консолидированного фундамента. Суммируя данные геологических и геофизических исследований К. Томека, К. Биркенмайера, Д. Станике и других авторов, М.Л. Баженов и В.С. Буртман [1990] приходят к выводу, что вся покровно-складчатая структура Карпат аллохтонна, и подошва покровов находится на глубинах 10–15 км. Верхнекоровыми оказываются также покровы Динарид, Апеннин и большая часть шарьяжей Альп севернее Периадриатического шва. Перемещения большинства покровов, амплитуда которых может достигать десятков и даже первых сотен километров, происходили по некомпетентным породам осадочного чехла, например глинистым или эвапоритовым толщам, по серпентинитам и сланцам офиолитовых комплексов, пластичным и квазипластичным горизонтам средней и нижней частей коры независимо от более глубоких слоев литосферы. Допустить, что последние оставались на месте, невозможно, поскольку в тылу перемещенных покровов, как правило, не обнаруживаются области раздвигания с сохраняющейся нижней частью литосферы. Таким образом, возникает вопрос о поведении при крупномасштабных горизонтальных перемещениях глубинных горизонтов литосферы, верхнемантийных и отчасти нижнекоровых.

Рассмотрим прежде всего те участки, где существуют данные о строении глубинных горизонтов. В Крито-Эллинской и Сицилийско-Калабрийской дугах устанавливается надвигание литосферы Эгейской и Тирренской впадин на литосферу Африканской плиты. Разрез зоны Ивреа-Ланцо в Западных Альпах интерпретируется как

выход пород низов коры и верхов мантии. Последние характеризуются скоростями продольных волн 7.2–7.4 км/с и, по данным сейсмического зондирования П. Гизе, Г. Ангенхайстера и Х. Богеля, погружаясь к югу, переходят под Ломбардской низменностью в мантийные образования со скоростями 8.3 км/с. Эта мантийная пластина, лежащая в основании корового разреза Адрии и Южных Альп, подстилается коровыми образованиями герцинид, причем аномально низкие значения скоростей продольных волн (4–5 км/с) заставляют предположить присутствие там расплавленной фазы (рис. 79). Указанный глубинный надвиг, сформировавшийся на ранней стадии новейшего тектогенеза, вероятно, продолжается на юго-запад в северную часть Тирренского моря, где его первоначальная структура искажена деформациями, глубинными воздействиями и перерождением коры, связанными с развитием морской впадины. В приповерхностных частях коры движения по глубинному надвигу со среднего миоцена не фиксируются.

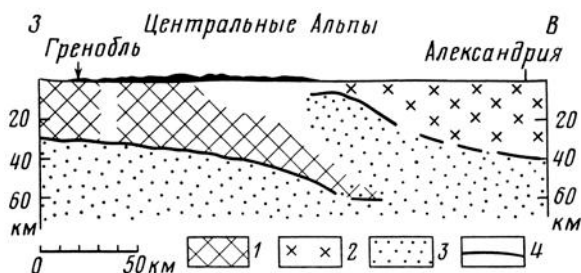


Рис. 79. Принципиальный геофизический разрез Западных Альп (по П. Гизе)

1 – земная кора Евразийской плиты; 2 – земная кора Африканской плиты; 3 – верхняя мантия; 4 – поверхность Мохоровичича

Глубинные надвиги Крито-Эллинской дуги, Альп и севера Тирренского моря, Калабрии и Сицилии с продолжением последнего на запад отмечают современную северную границу Африканской плиты на мантийном уровне литосферы. Восточнее Адриатического выступа, в Динаро-Эллинской системе, она является новообразованием, тогда как прежняя граница – сутура Мезотетиса, – отстоит от нее на 300 км к северо-востоку. Что же касается тектонических зон Мезотетиса, образовавших в начале новейшего этапа

Карпатскую структурную дугу, то, по данным В.С. Буртмана, они уже в позднем мелу залегали в виде коровых покровов. С миоцена происходило их перемещение к северу на чужеродную литосферу эпигерцинских зон Евразийской плиты, осадочный чехол которых в результате этого оказался сорван, смят и надвинут на более внутренние зоны герцинид и Восточно-Европейской платформы.

Если большая часть новейших горных сооружений Альпийского пояса Европы развилась из верхнекоровых аллохтонов, то под некоторыми рифтовыми структурами Рейнско-Ливийской мегасистемы выделяются мантийные диапиры, образованные подъемом относительно горячей подлитосферной мантии или ее компонентов. Диапиры проявляются на поверхности повышенным тепловым потоком и мантийным вулканизмом (базальтовым и щелочным, а местами бимодальным или известково-щелочным, т.е. частично или полностью трансформированным в извержения продуктов переплавления корового материала). Многие исследователи рассматривают мантийный диапиризм как исходную причину образования рифтов Западной Европы и Средиземноморья. Представляется, что это не вполне верно, поскольку расположение и ориентировка этих структур подчиняются структурным и динамическим особенностям взаимодействия литосферных масс, определившим и развитие Альпийского пояса. Даже господствующее простирание рифтов изменяется с переменной динамической обстановки. Так, олигоцен-раннемиоценовая Рейнско-Лигурийская часть рифтовой мегасистемы субмеридиональна, а более молодая Тирренско-Пантеллерийская часть простирается на юго-восток. Поэтому кажется более вероятным, что заложение по крайней мере части рифтов как структур растяжения определялось взаимодействием коровых масс. Растяжение вызвало подток аномальной мантии, обеспечившей дальнейшее раздвигание, проседание, вулканизм, а местами и формирование сопряженных структур. Описанный механизм приемлем также для Южно-Балеарской, Альборанской и Лигурийской впадин. Не всегда мантийный диапир располагался непосредственно под рифтовой зоной. Так, М. Доблас и Р. Ойарзун полагают, что погружение Северо-Балеарской впадины и отодвигание ее юго-восточного борта (Балеарских островов) связаны с подъемом порции горячей мантии, инициировавшим расхождение коры с образованием в ней листрических сбросов. Зона

расслоения полого погружается на юго-восток под Лигурийскую котловину, где, вероятно, и располагался мантийный диапир.

Эгейскую, Тирренскую и Паннонскую впадины объединяет несколько особенностей. Они изометричны и сложно построены, что исключает механизм линейного растяжения от одной оси. Все три впадины возникли в областях значительного предшествовавшего скучивания коровых масс, в котором участвовали крупные блоки типа срединных массивов. Это обеспечило повышенную исходную мощность коры, ее сильную нарушенность и пространственное совмещение разнородных и прежде разобщенных объемов пород, что создало условия тектонической неустойчивости и могло служить источником дальнейших деформаций и вещественных преобразований. В эпоху своего формирования впадины испытывали боковое одностороннее сжатие и удлинялись в одном направлении, поскольку противоположное служило упором или дополнительным источником сжатия. В направлении удлинения в Эгейской и Тирренской впадинах происходило надвигание на соседние структуры с формированием мантийной сейсмофокальной зоны. Их удлинение превысило укорочение в перпендикулярном направлении, т.е. произошло увеличение площади – растяжение. Оно привело к утонению континентальной коры и ее частичному перерождению в кору субокеанического типа. Развитие впадин сопровождалось вулканизмом, который в Тирренской и Паннонской впадинах на первых порах был коровым, а позднее стал мантийным, базальтовым. В тылу Крито-Эллинской и Сицилийско-Калабрийской дуг он дополнялся известково-щелочным вулканизмом островодужного типа.

Можно предположить, что исходное утолщение коры, дополненное боковым сжатием, привело к перерождению нижней части коры в более плотные модификации (эклогиты, гранулиты), что положило начало погружению и отложению во впадинах материала, сносимого с соседних поднятий. Это нарушило изостатическое равновесие между ними, что, наряду с повышенной тектонической нарушенностью и неустойчивостью, обусловило подъем мантийного диапира. Он обеспечил преобладание раздвигания, вулканизм, дальнейшее перерождение коры, а затем и интенсивное проседание дна впадин. В Тирренском море такой комплексный механизм формирования дополнился образованием рифтовых структур, продолжавшихся за пределы впадины на юго-восток.

Своеобразной структурой региона является Вранчский мегаочаг мантийных землетрясений. В этой области с 1862 г. отмечены 113 землетрясений на глубинах 60–170 км. Кроме двух ранних событий, координаты которых могут быть неточными, все землетрясения происходили в области 45.2–45.9° с.ш. / 26.2–27.3° в.д. В первом приближении сейсмофокальная область образует субвертикальную колонну диаметром ~80 км и глубиной до 170 км. Мантийные землетрясения приурочены к изгибу между восточным и южным сегментами Карпатской дуги и происходят под Внешней зоной Карпат и Фокшанской впадиной передового прогиба (рис. 80). Внешняя зона является аккреционной призмой мезозойско-палеогенового флиша, сорванного и надвинутого в конце среднего и начале позднего миоцена на среднемиоценовые отложения Фокшанской впадины, в которой ко времени надвигания накопилось, по данным Е.В. Артющкова и его соавторов, до 3 км осадков. Мощность покровного комплекса составляет 8–12 км, а с учётом эрозии могла достигать 10–14 км. Но утолщение чехла не вызвало изостатического поднятия поверхности до расчётной величины 1.5–2.4 км; она осталась, по данным цитируемых авторов, на высоте ~0.5 км, т.е. поднятие на 1–2 км компенсировалось уплотнением подстилающих пород. По данным М. Сандулеску, осадки неоген – квартера мощностью до 9 км накопились в Фокшанской впадине юго-восточнее покровов, причём перед их фронтом осадки смяты и шарьированы. Фокшанская впадина наложена на докембрийскую Мизийскую плиту. По северо-восточному краю впадины проходит надвиг Печенега – Камена, наклонённый под впадину и Внешнюю зону Карпат и отделяющий Мизийскую плиту от эпипалеозойской Скифской плиты. Вдоль северного крыла разлома протягивается киммерийская зона Северной Добруджи – система покровов, надвинутых на Скифскую плиту. Две покровные единицы разделены триасовыми основными вулканитами [Хаин, 2001]. Сейчас они являются частью зоны надвига Печенега–Камена и могут продолжаться вдоль него на глубине в сторону Карпат.

На сейсмическом профиле О–Z, представленном Ф. Хаузером и его соавторами, поверхность Мохо находится на глубинах 35–40 км под Внутренними зонами Карпат, 45–47 км под Внешней зоной и Фокшанской депрессией и ~44 км под Мизийской плитой.

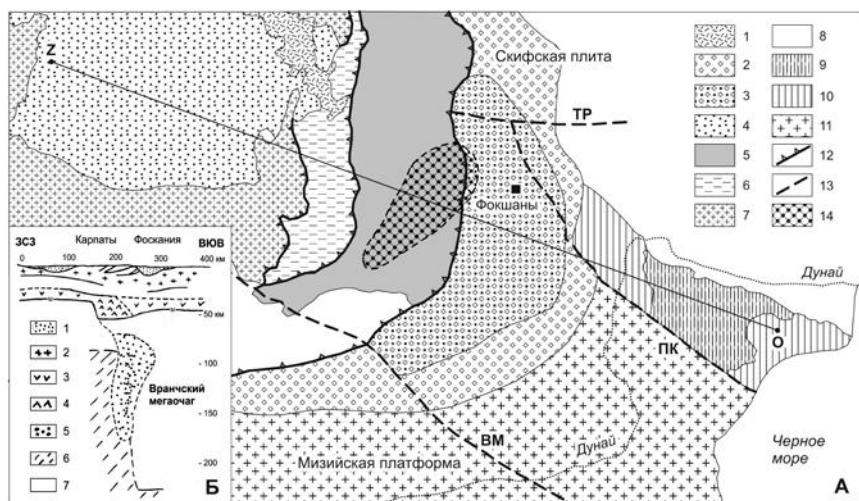


Рис. 80. Тектоническая схема Карпат вблизи области Вранчских землетрясений (А) и схема образования Вранчского мегаочага мантийных землетрясений (Б), составлены по данным М. Сандулеску, Е.В. Артюшкова и Ф. Хаузера с соавторами

На А: 1 – неоген-четвертичные вулканические породы; 2 – неоген-четвертичные отложения Предкарпатского передового прогиба; 3 – Фокшанская впадина; 4 – неогеновые отложения Трансильванской впадины; 5 – шарьированный комплекс Внешней зоны Карпат (Молдавиды); 6 – Внешнедакийские покровы с меловым параавтохтоном; 7 – среднедакийские и трансильванские покровы с меловым параавтохтоном; 8 – карпатские тектонические зоны под чехлом плиоцен-четвертичных отложений; 9 – киммерийский ороген Северной Добруджи, обнажённый или под маломощными осадками; 10 – тот же ороген под осадочным чехлом; 11 – платформенный чехол Мизийской платформы; 12 – главные надвижки; 13 – разломы: ВМ – Внутримизийский, ПК – Печенега-Камена, ТР – Тротус; 14 – эпицентральная область Вранча. ZO – линия сейсмического профиля.

На Б: 1 – осадочный чехол; 2 – верхнекоровый слой; 3 – нижнекоровый слой; 4 – нижнекоровый слой, обогащённый плотными метабазитами; 5 – слэб уплотнённых метабазитов (зона мантийных землетрясений, показаны их гипоцентры); 6 – астеносфера; 7 – литосферная мантия

Аналогичные изменения выявлены на более северном сейсмическом профиле через Украинские Карпаты, представленном в работе под редакцией А.В. Чекунова. Мощность коры под Внешней зоной и Передовым прогибом там определена в ~60 км; в низах

коры выделен слой со скоростями продольных волн 7,4–7,6 км/с, возрастающий в мощности от Внутренних зон Карпат к Внешней зоне и Передовому прогибу до ~20 км. На профиле О–Z скорости в низах коры – 7.0–7.1 км/с. Вероятно, высокоскоростной нижнекоревый слой украинского разреза там неотличим от верхов мантии. По мнению Е.В. Артюшкова [1993], высокоскоростной слой в низах коры указывает на метаморфическое уплотнение базитов, удержавшее поверхность Фокшанской впадины, заполненной породами Внешней зоны и неоген-четвертичными осадками, на небольшой высоте. Источником базитов могли быть Внутренние Карпаты, где офиолиты вскрыты, например, в Мурешской зоне. Их пододвигание стало результатом отслоения нижней коры и происходило одновременно с надвиганием Внешней зоны.

Можно полагать, что метабазиты продолжались в литосферную мантию в виде слэба, причём их дополнительным источником могли быть основные породы Северной Добруджи, погружавшиеся под Фокшанскую депрессию по надвигу Печенега – Камена (см. рис. 80). На уровне верхней мантии базиты испытали дополнительный метаморфизм с образованием гранатовых гранулитов и эклогитов, близких по плотности к литосферной мантии. При подъёме поверхности астеносферы под Карпатами до ~ –80 км [Артюшков, 1993] слэб оказался на границе разуплотнённой мантии Карпат и литосферы Мизийской плиты, что привело к его погружению, сопровождающемуся землетрясениями.

3.4. Особенности неотектоники платформ (Восточно-Европейская платформа)

В предыдущих параграфах мы почти не касались неотектоники платформенных областей. Это было оправдано, поскольку закономерности строения и развития новейших структур лучше выражены в подвижных поясах, и понять многие особенности неотектоники платформ можно лишь в сравнении с подвижными поясами. Под таким углом зрения рассмотрим в качестве примера неотектонику Восточно-Европейской платформы (ВЕП).

Объёмные платформенные структуры ВЕП отличаются от структур подвижных поясов существенно меньшей интенсивностью проявлений тектонических процессов. По особенностям рельефа и четвертичных отложений В.И. Бабак и Н.И. Николаев выде-

лили в пределах платформы поднимающиеся и опускающиеся области и некоторые разделяющие или нарушающие их разломы. Амплитуды их позднекайнозойских относительных перемещений не превышают первых сотен метров. Что же касается выделенных разломов, то они редко и лишь в отдельных зонах достоверно идентифицируются как новейшие разрывы сплошности пород. Они описаны, в частности, на Балтийском щите, в Приуралье, Предкавказье и на бортах Днепровско-Донецкой впадины. Проанализировав новейшие разломы ВЕП, которые проявляли позднечетвертичную активность, В.Г. Трифонов, А.И. Кожурин и Н.В. Лукина пришли к следующим заключениям.

Во-первых, многие четвертичные разломы совпадают с разломами или иными линейными зонами нарушений прошлого, выраженными либо резкими изгибами и смещениями отдельных горизонтов чехла и поверхности кристаллического основания, либо лишь нарушениями фундамента, не отраженными в смещениях чехла. Выявлены зоны четвертичных разломов над вендско-палеозойскими грабенообразными прогибами (авлакогенами) и некоторыми платформенными валами. Вместе с тем, значительная часть молодых разломов новообразована. Описанные в литературе участки интенсивных деформаций и смещений осадочного чехла, и в том числе, четвертичных отложений, интерпретируемые как глациодислокации, как правило, оказываются приуроченными к протяженным зонам молодых разломов или их пересечениям. Очевидно, эти разломы сыграли роль в локализации гляциодислокаций.

Во-вторых, выявленные амплитуды четвертичных вертикальных смещений по разломам обычно не превышают метров, что дает среднюю скорость движений в малые доли миллиметра в год. Однако повторные геодезические (обычно нивелирные) наблюдения в зонах некоторых разломов показали существенно более высокие скорости современных движений – до нескольких миллиметров в год. В отдельных случаях такие скорости характеризуют зоны разломов или трещин, по которым данные о позднечетвертичных смещениях вообще отсутствуют, хотя и существуют геохимические или геофизические свидетельства современной проницаемости. Вместе с тем, многократные и повторявшиеся с высокой частотой геодезические наблюдения В.А. Сидорова и его соавторов в Днепровско-Донецкой впадине показали существенные вариации скоростей в течение коротких интервалов времени. Этот и другие пока

немногочисленные примеры дают основание предполагать, что по меньшей мере некоторые активные разломы платформы характеризуются значительными высокочастотными флуктуациями скоростей при ничтожной и даже отсутствующей трендовой составляющей движений. Они заставляют проявлять большую осторожность в использовании результатов повторных геодезических наблюдений для определения направленности подвижек по разломам и доверять не единичным повторным съемкам, а лишь рядам многократно повторенных измерений.

В-третьих, намечается определенная упорядоченность в расположении разломов по отношению к структурам обрамления. Так, дугообразные зоны нарушений окаймляют Фенноскандинавский (Балтийский) щит. Вокруг восточного фланга дуги Карпат наблюдается ломаная в плане система разломов, причем разломы, расположенные ближе к горному сооружению, документированы как взбросы, а более удаленные нередко обнаруживают признаки сбросов. Взбросы вытянуты вдоль Кавказских гор и в Приуралье. Дугообразные зоны разломов окаймляют с запада, северо-запада и северо-востока Прикаспийскую впадину. Перечисленные системы краевых нарушений местами секутся поперечными четвертичными разломами, которые при дугообразной форме краевых зон приобретают радиальное расположение.

В плитной части ВЕП нарушения, называемые разломами, чаще представляют собой зоны повышенного градиента уровней рельефа и молодых отложений и концентрации линейно упорядоченной трещиноватости. В.И. Макаров назвал их геодинамически активными зонами (ГдАЗ). Таковы, в частности, зоны, развивающиеся в условиях динамического сопряжения разнородных блоков фундамента, различающихся историей формирования, составом и/или особенностями геофизических полей. Они характеризуются повышенной проницаемостью, геофизическими аномалиями, активизацией и спецификой связанных с ними экзогенных процессов, инженерно-геологических и экологических свойств геологической среды.

Некоторые ГдАЗ платформы, входящие в состав различных по происхождению структурных ассоциаций, сливаются в единые зоны протяженностью иногда в сотни километров. Такие системы соизмеримы по длине с крупнейшими активными разломами подвижных поясов, отличаясь от них ничтожными амплитудами смещений. Большая протяженность таких зон может быть обуслов-

лена существенно большей, чем в подвижных поясах, однородностью современных механических свойств деформируемой среды. Эти протяженные зоны распространяются до глубоких горизонтов земной коры и служат, по данным И.В. Ананьина, каналами распространения сейсмических волн от землетрясений в соседних подвижных поясах, например, в Карпатах.

По особенностям трещиноватости новейших разломов и ГдАЗ и образуемого ими структурного рисунка М.Л. Копп [2005] предположительно определил кинематический тип этих нарушений в юго-восточной части ВЕП (рис. 81). Выявленные особенности кинематики этих зон указывают на их возможное образование в результате динамического воздействия (сжатия) со стороны Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса. Вместе с тем, в пределах плиты эти воздействия преобразуются таким образом, что оказывают сжимающее воздействие на восточное обрамление ВЕП, где в новейшее время сформировался Уральский ороген. От герцинского орогена Урала он отличается тем, что охватывает лишь часть герцинид, но распространяется на соседнюю часть платформы. Анализ четвертичных разломов Урала [Трифонов и др., 2001] показал, что сжимающие напряжения концентрируются в области Башкирского амфитеатра, выступающего в роли своеобразного индентора, окаймлённого диагональными к Уралу разломами со сдвиговой составляющей смещений. Это динамическое воздействие приводит к отжиманию горных масс герцинского орогена в стороны от индентора, что проявляется в образовании продольных к Уралу сдвиговых зон, левых к северу от индентора и правых к югу от него (рис. 82).

Таким образом, по меньшей мере, часть четвертичных разломов и ГдАЗ Восточно-Европейской платформы могут рассматриваться как результаты её взаимодействия с соседними новейшими орогенами – проявления внешних воздействий на плиту. Наряду с этим обнаруживаются зоны нарушений, дугообразно обрамляющие длительно прогибающуюся Прикаспийскую впадину или длительно поднимающийся Балтийский щит. Их медленные и устойчивые движения представляются отражением саморазвития платформы, обусловленные глубинными процессами.

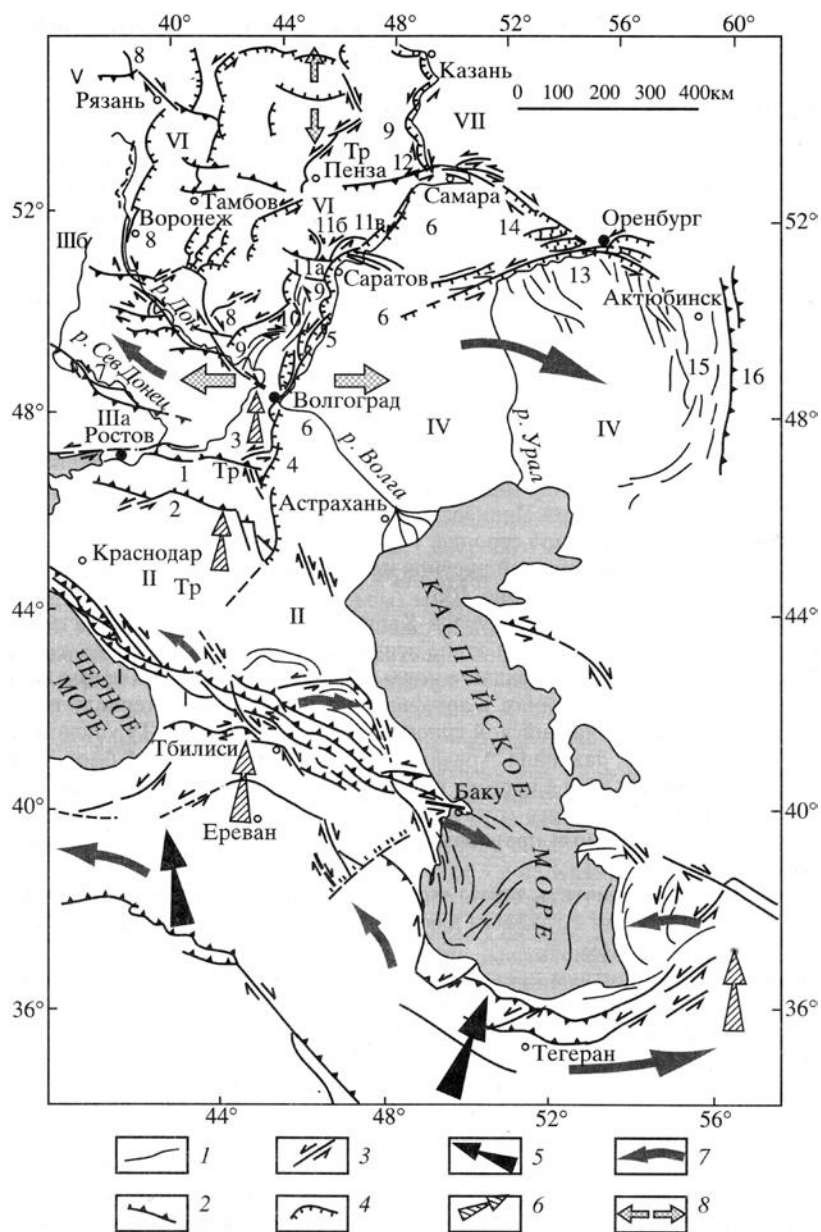


Рис. 81. Новейшие зоны деформаций юго-востока Восточно-Европейской платформы [Копп, 2005]

Цифры на рис. 81: 1 – мегаскладки и валы; 2 – надвиги и взбросы; 3 – сдвиги; 4 – сбросы; 5 – главное направление давления Аравийской плиты; 6 – локальные участки концентрации давления; 7 – направление латерального выжимания блоков; 8 – направление горизонтального растяжения. Элементы тектонического районирования (римские цифры): I – вал Шатского; II – Скифская плита; III–VII – Восточно-Европейская платформа: III – Сарматские щиты; IIIa – Ростовский выступ Украинского щита, IIIб – Воронежская антеклиза, IV – Прикаспийская синеклиза, V – Московская синеклиза, VI – Пачелмский авлакоген, VII – Серноводско-Абдулинский авлакоген. Внутриплитные новейшие структуры (арабские цифры): 1 – кряж Карпинского (Сальско-Маньчский свод), 2 – маньчская надвзбросовая флексура, 3 – Котельниковская гряда, 4 – Ергенинский уступ, 5 – Приволжский уступ, 6 – Западно-Прикаспийский прогиб, 7 – Северо-Донецкий надвиг, 8 – Окско-Донской прогиб, 9 – Приволжское поднятие, 10 – Доно-Медведицкая дислокация, 11 – Саратовские дислокации: 11a – Елшанско-Сергиевская надвзбросовая флексура, 11б – Слепцовская флексура, 11в – Хлебновская флексура, 12 – Жигулёвские дислокации и одноимённый надвиг, 13 – оренбургский погребённый новейший надвиг, 14 – свод Общего Сырта, 15 – складчатая зона Актюбинского Приуралья, 16 – Мугоджарский взброс, Тр – Транскавказское поперечное поднятие

Своеобразной моделью взаимодействия внутренних сил и внешних воздействий служат проявления позднечетвертичных тектонических движений Фенноскандии, развивавшихся на фоне послеледникового гляциоизостатического воздымания щита. Воздымание началось ~13 000 лет назад и, согласно расчетам [Mörner, 1979], должно достигнуть максимума, 800 м, на западном берегу Ботнического залива (рис. 83). Изолинии поднятия очерчивают овал, удлинённый в северо-восточном направлении. Воздымание замедлялось со временем и, по данным А.А. Никонова [1977], к сегодняшнему моменту еще не достигло расчетных величин (рис. 84). По данным повторных геодезических наблюдений за последние 100 лет вырисовывается такой же овал поднятия, хотя картина осложнена локальными аномалиями, связанными с движениями по разломам. Область наибольшего современного воздымания, достигающего 10 мм/год, смещена относительно максимума послеледниковой поднятия в северо-восточную часть Ботнического залива.

На периферии Фенноскандинавского щита выделяется пояс четвертичных тектонических депрессий, обрамляющих щит с северо-востока, востока, юга и запада. Этот пояс протягивается от п-ова



Рис. 82. Четвертичные разломы Урала [Трифонов и др., 2001]

Варангер на юго-восток вдоль Кольского полуострова, продолжается впадинами Белого моря, Онежского и Ладожского озер, Финского залива. Далее он представлен озерными котловинами, вытянутыми вдоль древнего разлома Мьяларен-Стокгольм, где отмечено и интенсивное современное трещинообразование, и, наконец, прогибом залива Скагеррак и его северо-западным продолжением. Как правило, вдоль пояса не выявляется достоверных активных разломов (кроме склонов Кольского полуострова), может быть, отчасти потому, что значительная часть пояса находится под водой. Вместе с тем, юго-восточная и южная части пояса осложнены поперечными активными разломами северо-западного простирания. Наиболее выразительны разломы, формирующие грабены Кандалакша в Белом море [Никонов, 1977] и Каттегат [Möner, 1979]. К той же системе, по данным Д.С. Зыкова, принадлежат сбросы побережий Ладожского и Онежского озер.

Позднечетвертичные разломы, пересекающие Фенноскандию (см. рис. 83) простираются преимущественно в северо-восточных направлениях и группируются в две основные зоны. Северо-западная зона Мизруяври-Сверхольт представлена разломами Пярвие (150 км) и Стуорагурра (80 км). Разломы выражены чёткими уступами на поверхности сглаженных ледником докембрийских пород и позднелепистоценовых морен.

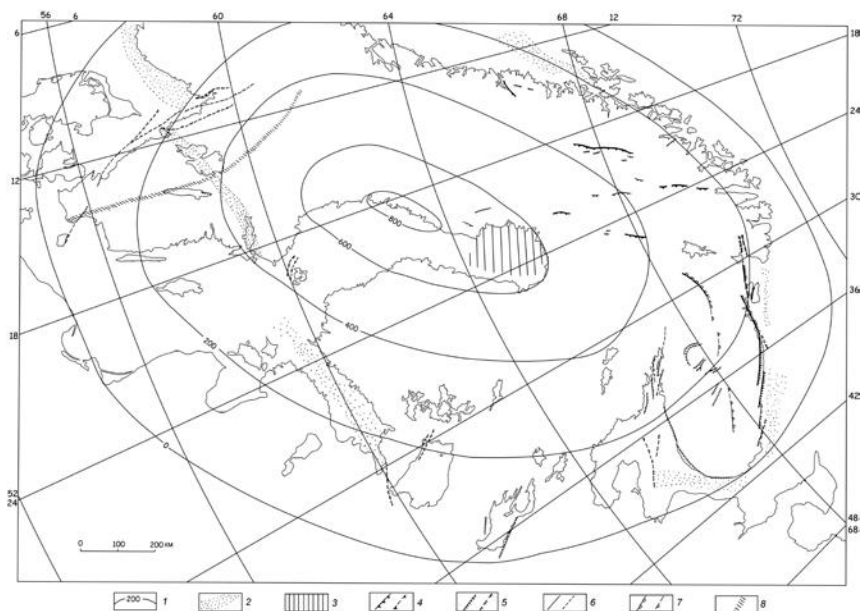


Рис. 83. Карта активной тектоники Фенноскандии [Трифонов, 1999]

1 – изолинии (м) расчётного позднеледникового (последние 13 000 лет) поднятия [Mörner, 1979]; 2 – позднечетвертичные (гляциоизостатические?) трогии, окружающие Фенноскандию; 3 – область наиболее быстрого (≥ 10 мм/год) современного воздымания по данным повторного нивелирования [Mörner, 1979]; 4–7 – активные разломы и флексуры, доказанные (слева) и предполагаемые (справа), по данным Б.И. Кошечкина, Р. Лагербака, Н.-А. Мёрнера, Р. Мурвуда, А.А. Никонова, О. Олесена и др.: 4 – надвиг или взброс, 5 – сброс, 6 – разлом с неустановленным направлением перемещений, 7 – флексурно-трещинная зона; разломы со скоростями перемещений ≥ 1 мм/год показаны утолщёнными линиями; 8 – глубинная активная зона, выраженная на поверхности косвенными признаками

По данным Р. Муэр-Вуда, Р. Лагербака, О. Олесена и их соавторов, высота уступов достигает 10 м у первого разлома и 7 м у второго, причем эти подвижки начались не ранее 9000 лет назад. Судя по данным электромагнитных измерений в зоне разлома Стурорагурра, подтвержденных результатами интерпретации других геофизических данных и анализа расположения гипоцентров современных землетрясений, разломы наклонены в сторону поднято-

го крыла на юго-восток под углами $30\text{--}60^\circ$, т.е. являются взбросами. По разлому Стуорагурра предполагается также правосдвиговая компонента движений. Возможно, описываемая зона продолжается на юго-запад почти широтным 50-километровым четвертичным взбросом Басмоен, у которого южное крыло поднято на величину до 80 м, но значительная часть этого смещения возникла еще в плейстоцене. Разлом наклонен на юг под углами $40\text{--}70^\circ$. О продолжении поднятия свидетельствуют смещения морских водомерных знаков и некоторых построек XIX – начала XX столетий, причем скорость поднятия достигала 9 мм/год. Подвижки происходили и при крупнейшем в Фенноскандии землетрясении 1819 г. с магнитудой 5.8–6.2.

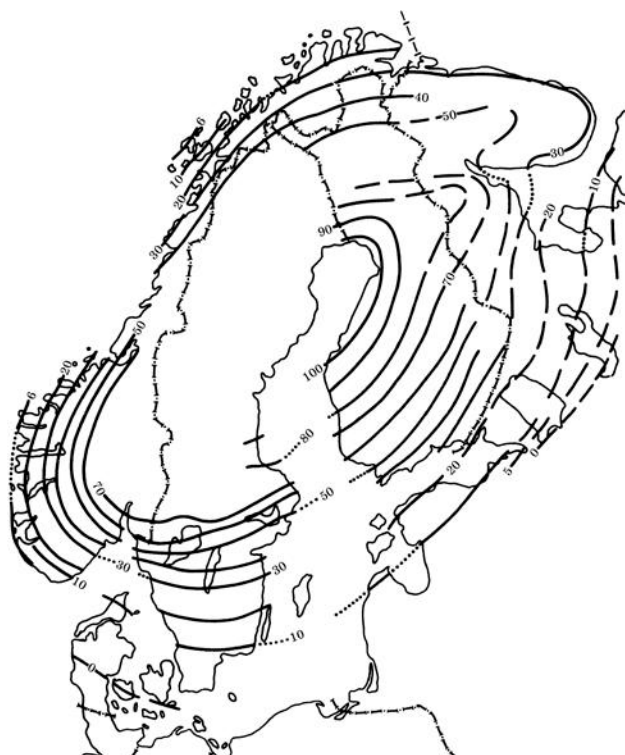


Рис. 84. Изолинии поднятия Фенноскандии (м) в течение последних 5000–7000 лет, по геолого-геоморфологическим данным [Никонов, 1977]

Вторая, юго-восточная, зона представлена разломом Лансъярв и продолжающим его на северо-восток крупным активным разломом Северной Финляндии. Оба они выражены послеледниковыми уступами с поднятыми юго-западными крыльями. По данным Р. Лагербака, 50-километровый взброс Лансъярв имеет высоту уступа 5–10 м, в одном месте – 20 м. Смещение частично произошло еще в конце плейстоцена, но в значительной мере приходится на начало голоцена – после отступления последнего ледника и до падения уровня наивысшего послеледникового моря (8000–9000 лет назад). Максимальное вертикальное смещение этого возраста – 10 м. Разлом наклонен на юго-восток под углами 40–90°. Северо-восточным продолжением зоны может быть послеледниковый тектонический уступ на западе Кольского полуострова, прослеженный от среднего течения р. Лотта до верховий р. Кола; высота уступа достигает 8–10 м [Никонов, 1977].

Между двумя главными зонами выделяется еще несколько послеледниковых разломов: протяженный взброс (?) Лайнио с поднятым восточным крылом и короткие сбросы, нередко простирающиеся меридионально и сопряженные с основными взбросами. Сбросы со смещениями до 20 м, возникшими 8000–10 000 лет назад, обнаружены на юге п-ова Рыбачий. Они являются частью системы послеледниковых тектонических уступов высотой в десятки метров, протягивающихся, по данным А.А. Никонова, от п-ова Варангер вдоль северо-восточного берега Кольского полуострова. Эшелонированное расположение уступов указывает на присутствие праводвиговой компоненты движений. Южнее непротяженные сбросы ограничивают грабены по периферии интенсивно воздымающихся Хибинского и Ловоозерского массивов [Никонов, 1977].

Кажется логичным связать активное разломообразование на Фенноскандинавском щите с его послеледниковым изостатическим воздыманием. Действительно, в тех случаях, когда возраст основных подвижек определен достаточно точно, они происходили в эпоху наиболее интенсивного воздымания в начале голоцена. Крупнейшие разломы простираются примерно вдоль оси свода, причем многие из них разделяют комплексы пород с разной плотностью. Если ледник эродировал компенсирующий эти различия рельеф, послеледниковое воздымание пород происходило с разной скоростью и могло привести к разломообразованию. Опоясывающая свод полоса четвертичных депрессий следует примерно вдоль

изолинии послеледникового поднятия +200 м, где изменяется градиент скорости воздымания, а в предшествовавшие четвертичные интергляциалы мог изменяться и знак изостатических движений. Наконец, сбросы периферии щита ориентированы, в первом приближении, поперек к своду.

Вместе с тем, свод поднимался, хотя и очень медленно, и до голоцена, по меньшей мере, с конца палеозоя, и изостатическое поднятие лишь накладывается на эту устойчивую тенденцию [Никонов, 1977]. Крупнейшие активные разломы Фенноскандии являются взбросами, и сжатие при их образовании было ориентировано примерно поперек к простиранию ближайшего отрезка Срединно-Атлантической рифтовой системы. Сейсмичность лишь отчасти совпадает с выявленными разломами; наряду с этим наблюдается существенное возрастание числа как слабых, так и сильных землетрясений к северо-западному флангу региона.

Механизмы очагов подавляющего большинства землетрясений Фенноскандии указывают на однообразную ориентировку оси наибольшего сжатия, перпендикулярную оси Срединно-Атлантического хребта. По данным О. Стефанссона, М.-Л. Зобак и их соавторов, близкие результаты дало определение напряжений в горных породах *in situ*. Предпринятое Л.А. Сим изучение молодой трещиноватости в породах Кольского полуострова, Карелии и севера Русской плиты показало изменение ориентировки оси наибольшего горизонтального сжатия с северо-западной на западе до северо-восточной на востоке в соответствии с изменением простираания срединно-океанической рифтовой системы от Северной Атлантики к хребту Гаккеля. Это дает основание рассматривать активное разломообразование в Фенноскандии как результат сопротивления мощной континентальной литосферы края Восточно-Европейской платформы спредингу в соседних океанах. В итоге активная тектоника региона представляется результатом сложной интерференции внешних (взаимодействие плит) и внутренних (в данном случае гляциоизостазия) геодинамических процессов.

Глава 4. ОБЩАЯ НЕОТЕКТОНИКА

4.1. Модернизация плейт-тектонической теории (неотектоническая расслоенность литосферы, диффузные границы плит, большие мантийные клинья)

4.1.1. Диффузные границы плит и большие мантийные клинья

По мере накопления новых и переосмысления ранее полученных геологических знаний плейт-тектоническая теория подверглась существенной модернизации. Обнаружилась, в частности, диффузность, т.е. рассредоточенность современных границ некоторых плит в пределах широких поясов [Gordon, 1998]. В конце параграфа 3.2.1, при обсуждении роли Курило-Камчатской островной дуги как границы Тихоокеанской плиты с соседними плитами, было показано, что в качестве таковой следует рассматривать не только преддуговой жёлоб, примерно соответствующий выходу глубинной сейсмофокальной зоны на земную поверхность, а всю островодужную систему от жёлоба до континентального края задугового моря (см. рис. 51). При таком толковании этой границы устраняются противоречия в определении границы Евразийской и Северо-Американской плит. Там же было показано, что подобная интерпретация применима и к другим островодужным системам, например Алеутской и Японской.

Диффузность границ ещё более очевидна в областях новейшего коллизионного взаимодействия плит, где его структурные проявления рассредоточены в поясах шириной в сотни километров (рис. 85). Внутри пояса находятся относительно слабо деформированные удлинённые блоки, или микроплиты, разделённые зонами концентрации деформаций. На современном этапе развития Гималайско-Тибетского сегмента Альпийско-Гималайского коллизионного пояса такие зоны выделяются на южном фланге Гималаев, границе Южного и Центрального Тибета, северном фланге Тибета и Цайдама (Алтынтагский разлом) и южном фланге Тянь-Шаня

(см. рис. 54). Скорость позднечетвертичных перемещений в каждой из зон достигает $\sim 1\text{--}1.5$ см/год [Трифонов и др., 2002], и невозможно отдать предпочтение какой-либо из них как границе Индийской и Евразийской плит. По существу, краевые части взаимодействующих крупных плит испытывают общую деформацию, хотя и неравномерно распределённую.

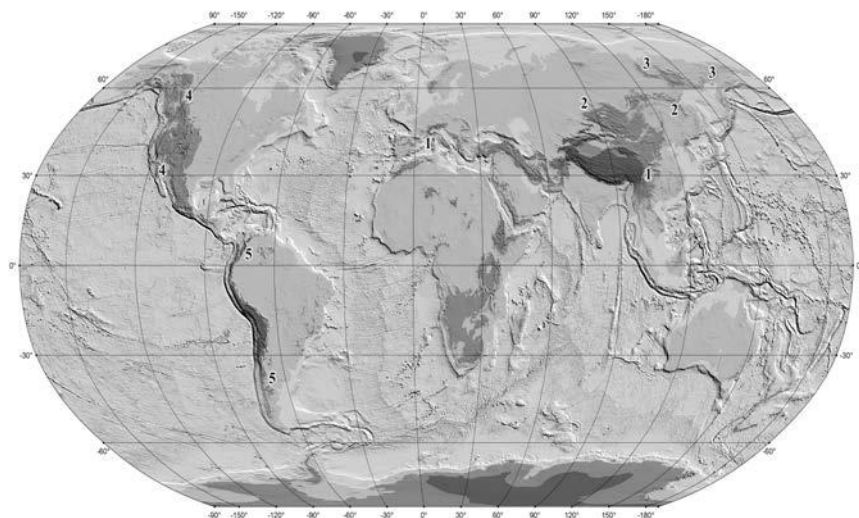


Рис. 85. Диффузные границы плит (подвижные пояса) Евразии
Пояса (серый цвет): I – Притихоокеанский; II – Альпийско-Гималайский; III – Алтайско-Становой; IV – Момско-Черский. Показаны крупнейшие активные разломы

В первоначальном варианте плит-тектонической модели предполагалось, что океанские плиты, субдуцируемые вдоль островных дуг и активных континентальных окраин, погружаются в нижнюю мантию, представляя собой нисходящие ветви общемантийной конвекции. Это заключение основывалось на том, что в зонах субдукции западной окраины Тихого океана субдуцируемые слэбы распространяются как сейсмофокальные зоны до глубин 650 км, а К.Кригер и Т.Джордан проследили некоторые соответствующие им относительно высокоскоростные объёмы пород до 900–1000 км, т.е. до нижней мантии. Однако более детальные сейсмотомографические исследования, выполненные в районах Алеут-

ской, Курило-Камчатской и Японской островных дуг на основе данных локальных сейсмических сетей [Жао и др., 2010], показали, что только в 5 построенных поперечных разрезах из 22 слэб продолжается глубже 670 км. В остальных сечениях слэб переходит в линзовидный слой, охватывающий глубины примерно от 410 км до 670 км. В тех случаях, когда слэб уходит глубже, этот линзовидный слой присутствует в разрезе и выражен резче в скоростях продольных волн V_p , чем глубинное продолжение слэба. И.Фукао с соавторами назвал их стагнирующими слэбами, а Д.Жао и его соавторы – большими мантийными клиньями (big mantle wedges, BMW). Анализ мировой сети сейсмотомографических данных, выполненный в Индонезийском сегменте Альпийско-Гималайского пояса, дал менее точные результаты, чем данные локальных сетей, но выявил принципиально сходное поведение субдуцируемых слэбов (рис. 86). Профили 1–1' через дугу Тонго – Кермадек показывают, что зона повышенных и сильно повышенных скоростей поперечных волн dV_s , соответствующая сейсмофокальной зоне, переходит на глубинах 400–800 км под субконтинентальной равниной Тонго в горизонтальную высокоскоростную линзу, похожую на те, что выявлены на северо-восточной окраине Азии. Подобный переход обнаружен и под Андамано-Индонезийской дугой (см. рис. 86, профили 2–2'). Такое поведение субдуцируемых слэбов имеет важное значение для динамики верхней мантии и литосферных плит.

Скорости продольных волн V_p в мантии возрастают с глубиной от ~8 до ~13 км/с, а скорости поперечных волн V_s – от 4.3 до ~7 км/с. На определённых рубежах скорости изменяются на доли км/с. Такие скачки связывают с изменением плотности горных пород, которое не может быть достигнуто только уплотнением или разуплотнением пород под нагрузкой вышележащих слоёв, но предполагает изменение кристаллохимии минералов. Эти преобразования, подтверждённые лабораторными исследованиями поведения минералов при сверхвысоких давлениях и температурах, характерных для разных уровней мантии, описаны в ряде публикаций и обобщены Ю.М. Пушаровским и Д.Ю. Пушаровским [2010]. Уже на глубинах 50–100 км пироксены метабазитов и ультраосновных пород начинают переходить в более плотные гранаты. Ниже в верхней мантии фиксируются ещё несколько сейсмических разделов, из которых два наиболее чётких и повсеместных находятся на глубинах ~410 км и ~670 км.

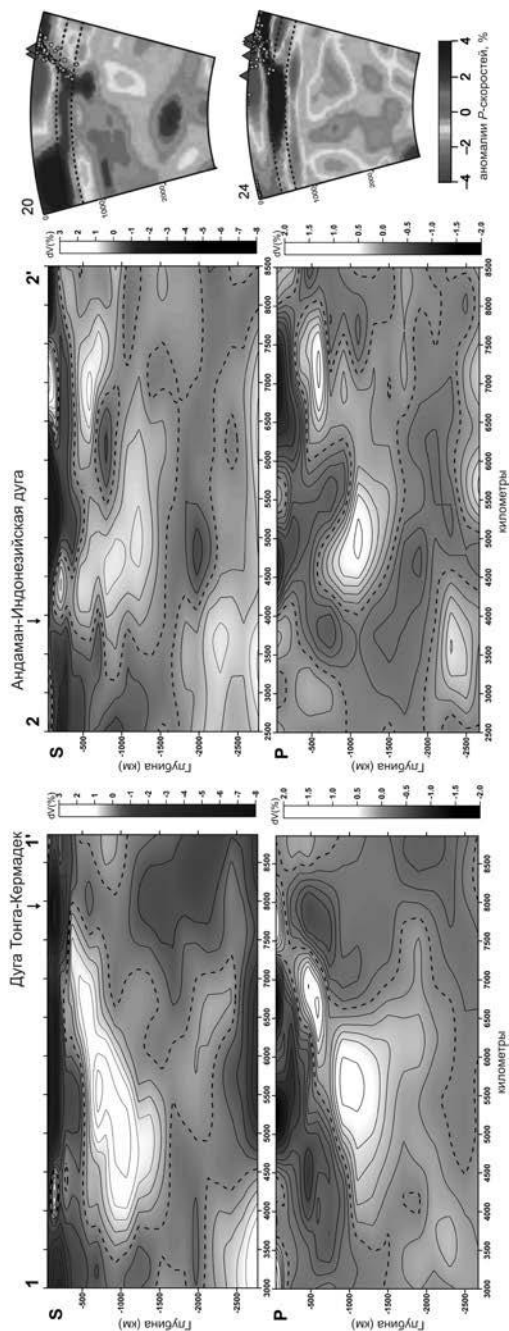


Рис. 86. Сейсмотомографические разрезы мантии по S- и P-волнам через районы Тонга – Кермадек и Индонезия – Филиппины на стыке островодужных систем Индонезийского сегмента Альпийско-Гималайского пояса и запада Тихого океана [Соколов, Трифонов, 2012]. Составил С.Ю. Соколов сечением данных глобальной объемной модели NGRAND и NWE97P [Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997; Van der Hilst, 1997]. Контуры приведены через 0.5 % для S-волн и 0.25 % для P-волн, пунктир показывает нулевые значения. Для сравнения представлены профили 20 и 24 через островодужные системы северо-востока Азии, составленные по более точным данным локальных сейсмических сетей по P-волнам [Жао и др., 2010]. Видно выполаживание субдцируемых слэбзов на уровне переходного слоя мантии

С верхним из этих разделов связан переход оливина с ромбической сингонией в его разновидности со шпинелевой структурой (вадслеит, трансформирующийся на глубине ~520 км в рингвудит), что увеличивает плотность минерала на величину до 8 %. Примерно на той же глубине клинопироксен трансформируется в вадслеит и стишовит. В интервале глубин от 410 до 500 км пироксены приобретают более компактную структуру типа ильменита. Итак, на глубинах 410–670 км доминируют гранат, шпинель и силикаты с ильменитовой структурой. Глубже они замещаются более плотными перовскитоподобными фазами, на долю которых приходится ~80 % объёма нижележащих пород, которые обычно называют нижней мантией, а Ю.М. Пушаровский разделяет на среднюю (~700–1700 км) и нижнюю (~1700–2900 км) мантию. Изложенные данные показывают, что скачки на сейсмических разделах и отчасти общее нарастание скоростей сейсмических волн с глубиной обусловлены изменениями кристаллохимической структуры вещества мантии при том, что её химический состав может быть достаточно однородным.

Принципиальным параметром, определяющим геодинамическую роль верхней мантии, является количество содержащейся в ней воды. А.Е. Рингвуд оценивал его в 0.1 %. По данным В.А. Пугина и Н.И. Хитарова, количество воды в мантии исчисляется сотыми долями процента. Вместе с тем, Ф.А. Летников отводит важную роль в формировании литосферных и, в частности, коровых магматических очагов и метаморфическом преобразовании литосферы глубинным флюидам. Он полагает, что их главный источник – астеносфера, но допускает поступление флюидов и с бо́льших глубин. Прямые доказательства присутствия воды в подлитосферной мантии отсутствуют, поскольку водосодержащие глубинные ксенолиты и эксгумированные породы могли подвергнуться минеральным преобразованиям при их поступлении на земную поверхность. Согласно петролого-геохимическим данным, большинство минералов подлитосферной мантии лишено гидроксильных групп. Исключением могут быть породы на уровне 410–670 км. Кристаллохимическая структура вадслеита и рингвудита такова, что допускает замену части анионов кислорода этих безводных минералов на гидроксильные группы [Smith, 1994; Jacobset et al., 2005]. Их источником могут быть субдуцируемые слэбы, которые содержат не до конца обезвоженные амфиболиты и метаоса-

дочные породы и полностью или частично переходят в относительно высокоскоростные субгоризонтальные линзы на уровне 410–670 км. Указанием на присутствие флюидов на таких глубинах являются выявленное Дж.Лоуренсом и М.Висесьоном сильное затухание поперечных волн при слабом изменении их скорости и установленная А.Келбертом с соавторами повышенная электропроводимость.

Что же касается более глубинных источников водных флюидов, то современные данные о плотности земного ядра допускают присутствие в нём водорода. Гидрид железа оказывается устойчивым при температурах и давлениях, характерных для нижней мантии [Пушаровский Ю.М., Пушаровский Ю.Д., 2010]. Однако минералы нижней мантии содержат минимальное количество кислорода, исключаяющее его соединение с водородом. Такая возможность возникает лишь в слое 410–670 км. Поэтому можно допустить, что потенциальные источники водных флюидов появляются в составе мантии выше 670 км. Присутствие водных флюидов существенно изменяет деформационные свойства пород.

4.1.2. Принципы обнаружения и изучения неотектонической расслоенности

Впервые на возможность дифференцированных латеральных перемещений слоев литосферы указал А.В. Пейве в 1967 г., т.е. практически одновременно со становлением концепции тектоники литосферных плит. Позднее он же предложил термин «тектоническая расслоенность». Развивая это представление, А.В. Пейве писал: «Можно сделать заключение, что материал отдельных частей тектоносферы в латеральном направлении перемещается дифференциально, т.е. с разной скоростью. И если считать, что главной зоной тектонического течения и перемещения материала является астеносферный слой верхней мантии, то не с меньшим основанием можно признать также большую роль дифференцированных латеральных перемещений масс как по основанию коры, так и внутри нее» [Пейве, 1977, с. 7].

Дальнейшее развитие идей тектонической расслоенности литосферы, нашедшее в России наиболее полное отражение в трудах Геологического института Российской академии наук, происходило в направлениях исследований как древней, так и новейшей текто-

ники. В области древней тектоники наиболее результативным было изучение тектонических покровов в различных регионах. Удалось показать, что покровы возникают в результате отслоения и латерального перемещения горных масс на разных уровнях земной коры и верхов мантии [Тектоническая расслоенность..., 1990]. Движение и скучивание отслоенных пластин играют решающую роль в аккреции континентальной коры. Примеры таких перемещений широко представлены в вышеописанных тектонических зонах Альпийского пояса Европы, областей взаимодействия Евразийской плиты с Аравийской и Индийской плитами (см. главу 3).

В одних случаях покровные перекрытия слоёв и тектонических зон видны в обнажениях. В других случаях, как например, между зонами Юго-Западного и Юго-Восточного Памира, они не видны, но определяются по структурным соотношениям и геофизическим данным. Вместе с тем, изучение офиолитовых комплексов показало, что тектоническое расслоение проявлялось в них и раньше аккреции континентальной коры – на стадии спрединга океанической литосферы или образования краевых морей. На это указывает резкая структурная дисгармония мантийной дунит-гарцбургитовой ассоциации и вышележащего разреза, а также габброидов по отношению к дайковому комплексу и базальтам.

О глубинах срыва и течения горных масс в древние геологические эпохи можно судить по петрологии и физическим свойствам выведенных позднее на земную поверхность пород зоны срыва и ее аллохтона, сопоставляя эти свойства с особенностями геофизических разделов литосферы. Такое сопоставление не всегда однозначно, поскольку физические свойства пород на разных глубинах могли изменяться со временем по мере эволюции тектонической обстановки. Поэтому вызывают повышенный интерес проявления тектонической расслоенности в новейшую и современную геологические эпохи. Они позволяют во многих регионах не только доказать сам факт расслоения, но и оценить реальные пространственные масштабы и глубины процесса.

Неотектоническая расслоенность континентов часто недоступна непосредственному наблюдению из-за недостаточной величины эрозионного среза структур. На неё указывают косвенные признаки: проявления различий новейших структурных планов на разных уровнях литосферы, особенности геофизических полей, сейсмичности и иногда вулканизма и флюидо-газовой деятельно-

сти [Макаров и др., 1982]. В процессе исследований эти критерии были уточнены и расширены [Трифонов, 1983; Тектоническая расслоенность..., 1990]. С их помощью было установлено, что во многих регионах (Памир, Тянь-Шань, Таджикская депрессия, Кавказ, Балканы, побережья Тихого океана и др.) современная литосфера представляет собой более или менее сложный ансамбль по-разному деформированных литопластин, разделенных горизонтальными, наклонными, реже вертикальными астенослоями и астенолинзами – зонами относительно контрастных и дифференцированных тектонических движений. Проявления этого обнаруживаются прежде всего в активных областях, характеризующихся на земной поверхности разнообразными признаками интенсивных современных геодинамических процессов, но не ограничиваются ими.

В последние годы появляется все больше данных о неотектонической расслоенности океанической литосферы [Тектоническая расслоенность..., 1990]. Геологические указания на расслоенность содержатся в результатах драгирования склонов. Так, Е.Н. Меланхолина и её соавторы сообщают, что в зоне разлома Кларион в Тихом океане обнаружена последовательная смена снизу вверх по склону пород второго океанического слоя третьим слоем и вновь вторым. В пределах банки Горриндж в Атлантическом океане выявлены признаки надвигания габбровой пластины на мантийные апогарцбургитовые серпентиниты южной вершины банки (рис. 87).

Более многочисленны геофизические свидетельства. Из них упомянем сейсмический разрез, пересекающий Срединно-Атлантический хребет на 20° ю.ш. [Пушаровский и др., 1985]. Здесь в третьем слое выделены три системы интенсивных и протяженных отражающих площадок, полого наклоненных в восточном направлении. Они секут наискось третий слой и представляют собой зоны деформаций, возможно, надвигового характера. Выделенные зоны не выходят за пределы третьего слоя и дисгармоничны по отношению к структуре вышележащего второго слоя, где преобладают крутые разрывы и блоковые образования, отвечающие картине симметричного спрединга и общего растяжения этой части коры.

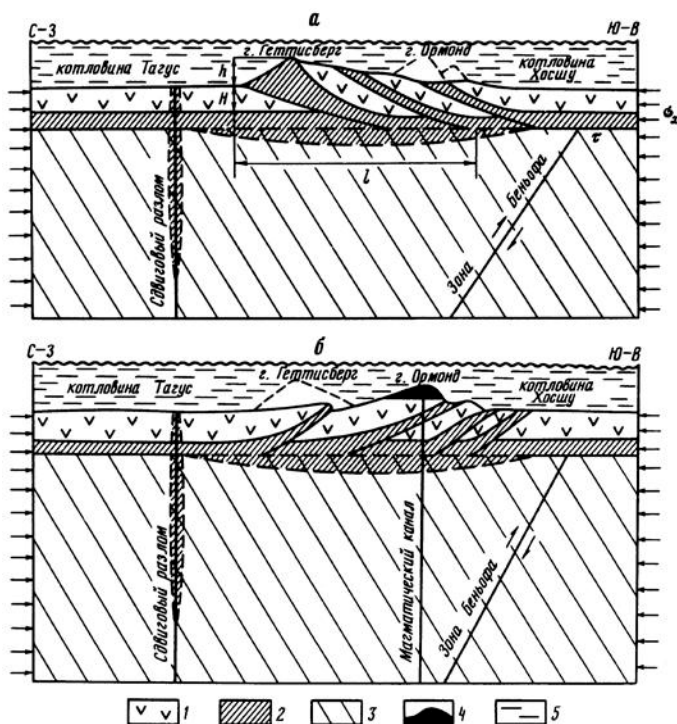


Рис. 87. Геологические разрезы через южную (а) и северную (б) части возвышенности Горриндж в Атлантике [Тектоническая расслоенность..., 1990]

1 – габбро и базальты; 2 – серпентинит; 3 – мантийная часть литосферы; 4 – щелочной базальт; 5 – вода

4.1.3. Проявления неотектонической расслоенности литосферы в областях современной коллизии и на активных континентальных окраинах

Рассмотрим несколько типичных проявлений неотектонической расслоенности активных континентальных областей. В пределах Восточного Кавказа намечаются три структурных этажа земной коры, различающихся новейшими структурными планами [Макаров и др., 1982]. В приповерхностном слое до ~10 км, сложенном

преимущественно породами осадочного чехла, преобладают продольные к Кавказу структурные элементы запад-северо-западного простирания (рис. 88).

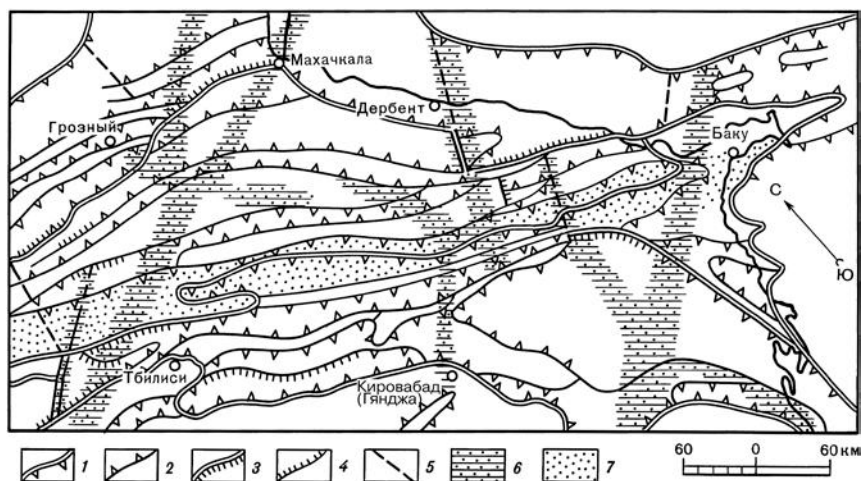


Рис. 88. Сопоставление разноглубинных новейших структур Восточного Кавказа [Трифонов, 1999]

1–5 – неотектонические элементы осадочного чехла и приповерхностной части фундамента [Милановский, 1968]: 1, 2 – границы главных (1) и второстепенных (2) тектонических элементов с указанным направлением наклона поверхности; 3, 4 – главные (3) и второстепенные (4) новейшие разломы и флексуры с указанным направлением вертикальных смещений; 5 – новейшие разломы с неустановленным направлением смещений; 6, 7 – глубинные зоны новейших перемещений и деформаций: 6 – на глубинах 10–25 км, 7 – на глубинах до 50–60 км (зона южного склона Большого Кавказа)

Глубже, на уровне 10–25 км, большое значение, наряду с продольными структурами, приобретают секущие к Кавказу неотектонические элементы, проявленные в геофизических полях и сейсмичности и находящие на поверхности косвенное отражение в линеаментах, которым отвечают аномалии рельефа и рисунка складчатости, границы областей с разным рельефом и стилями складчатости, флексурные уступы. Глубже 25 км намечается продольное к Кавказу глубинное образование, примерно соответствующее зоне Южного склона Большого Кавказа. Эта вертикальная

дисгармония неотектонического строения и является выражением современного тектонического расслоения земной коры, связанного с различиями реакции среды на общее для разных её уровней субмеридиональное укорочение Кавказа. При рассмотрении Кавказа в целом обнаруживается еще более глубинная дисгармония. Неотектоническими образованиями мантийного заложения представляется субмеридианальная полоса плиоцен-четвертичных вулканов, протягивающаяся на юг от центрального сегмента Большого Кавказа (см. параграф 3.3.2.3). Эта полоса дискордантна по отношению к коровым элементам новейшей структуры, что дает основание предполагать другую структурно-динамическую обстановку в подлитосферной верхней мантии региона.

Принципиально сходные различия между разноглубинными новейшими структурными элементами обнаруживаются на Тянь-Шане [Макаров и др., 1982; Тектоническая расслоенность..., 1990]. Здесь установлена иерархия разнопорядковых и разной глубины заложения складчатых и разрывных элементов. Основой новейшей структуры являются складки основания, которые образуют зоны поднятий и зоны прогибов, вытянутые вдоль горного сооружения [Макаров, 1977]. Зоны являются в основном верхнекоровыми образованиями. Они развиваются на фоне изгибов коры более крупного масштаба, которые выделяются как системы поднятий типа Чаткало-Кураминской или Заилийско-Кунгейской и системы впадин, к которым относятся главные пояса межгорных и предгорных впадин Тянь-Шаня. Структуры этого порядка охватывают уже всю кору, зеркально отражаясь в рельефе кровли мантии.

Дисгармония верхнекоровых и общекоровых структур Тянь-Шаня реализуется в основном за счет значительных изменений мощности и, надо полагать, каких-то других характеристик среднекорового и нижнекорового слоев. В некоторых районах подобное явление может происходить на других уровнях, а кровля и подошва «базальтового» слоя в общем конформны. Так, в зоне сопряжения Южного Тянь-Шаня с Таджикской депрессией такое несогласие реализуется в нижней части верхнекорового слоя, где резко утолщается горизонт с аномально пониженными плотностью и скоростями прохождения сейсмических волн, предполагается разупрочение среды и, возможно, даже частичное плавление [Макаров и др., 1982]. Более важные для освещения проблемы расслоения результаты получаются при изучении природы региональных секу-

щих, или, как их чаще называют, поперечных зон активных деформаций Тянь-Шаня. Это зоны флексурно-разрывного характера, отличающиеся, как правило, значительной шириной и малыми градиентами смещений. Сравнительный анализ зон и систем молодых продольных складок основания и сопряженных с ними разрывов, которые составляют основу приповерхностного структурного плана, и оценка отношения к ним секущих структурных элементов приводят к убеждению, что во многих случаях последние являются поверхностным выражением структур скрытого типа, более активно развивающихся в глубинах земной коры. Некоторые из рассматриваемых зон соответствуют крупным региональным аномалиям поля силы тяжести, гравитационным ступеням, аномалиям магнитного поля, которые отражают глубинные неоднородности коры и верхней мантии. Многие секущие зоны проявляют свою современную активность повышенной сейсмичностью [Макаров и др., 1982; Тектоническая расслоенность..., 1990]. По имеющимся определениям очаги этих землетрясений относятся преимущественно к нижней части «гранитного» слоя и области раздела между ним и «базальтовым» слоем. Вместе с тем, в разных зонах имеются свои особенности вертикального распределения очагов землетрясений, которые отражают сложную картину концентрации глубинных деформаций в разрезе литосферы. Развиваясь в едином поле напряжений субмеридионального сжатия и отражая его, новейшие деформации осуществляются на разных глубинах литосферы по различным преобладающим направлениям, в разных формах и с разной активностью. Например, по скрытым зонам глубинных деформаций северо-западного простирания в Северном и Центральном Тянь-Шане происходят правосдвиговые смещения, тогда как верхнекоровые слои здесь же испытывают в основном смятие и коробление с образованием субширотных складок основания и разрывов взбросо-надвигового типа.

Такая дисгармония приводит к концентрации напряжений, компенсационным срывам и повышенной деформации горных пород вдоль субгоризонтальных зон. На это указывают исследования Ю.К. Щукина [Макаров и др., 1982], обнаружившего увеличение сейсмичности, плотности очагов землетрясений на некоторых уровнях литосферы или изменение сейсмической активности и других характеристик сейсмичности при переходе от одного слоя коры к другому. Геофизические исследования Г.В. Краснопевцевой

обнаружили в разрезе коры Тянь-Шаня слои с инверсией (падением) скорости прохождения сейсмических волн. Количество таких волноводов, их мощность, глубина нахождения и протяженность изменяются в пределах анализируемой области в зависимости от вещественных и структурных особенностей среды и от уровня латерального взаимодействия блоков литосферы.

Дополнительную информацию дает анализ новейшей структуры района Газлийских землетрясений 1976 и 1984 гг. Он расположен в Центральных Кызылкумах, где неотектонические движения не создали значительных горных сооружений, но ряд признаков позволяет считать эту область ареной современной активизации на фронте горообразования. Здесь как бы складываются геодинамические воздействия, обусловленные общим субмеридианальным сжатием Тянь-Шаня и вторичным давлением его краевых зон в северо-западном направлении. Это определяет сложность поля тектонических напряжений, вероятно, различного на разных уровнях земной коры. Последнее проявляется в различиях ориентировки генеральных структурных элементов и их активности в различных структурных этажах. Если в низах коры наиболее заметна активность субмеридианальных зон нарушений, то выше она переходит к элементам северо-восточного простирания, к которым в верхнем этаже добавляются нарушения северо-западного простирания [Макаров и др., 1982].

Анализ строения запада Северной Америки показывает, что неотектоническая расслоенность присуща не только сжатым областям континентальной коллизии, но и структурам растяжения и сдвига [Трифонов, 1983, 1999]. Главные структурные элементы, представленные на земной поверхности, в том числе и грандиозный разлом Сан-Андреас, не продолжаются глубже 15–20 км. Глубже по косвенным геологическим, геофизическим и петролого-геохимическим данным восстанавливается сочетание рифтовых и трансформных зон типа того, что существует в Калифорнийском заливе (рис. 89). Главная рифтово-трансформная ветвь может рассматриваться как глубинная граница Северо-Американской и Тихоокеанской плит. Она проходит под западным краем Большого Бассейна на удалении 300–400 км к востоку от разлома Сан-Андреас, представляющего собой аналогичную границу в верхнекоревом слое.

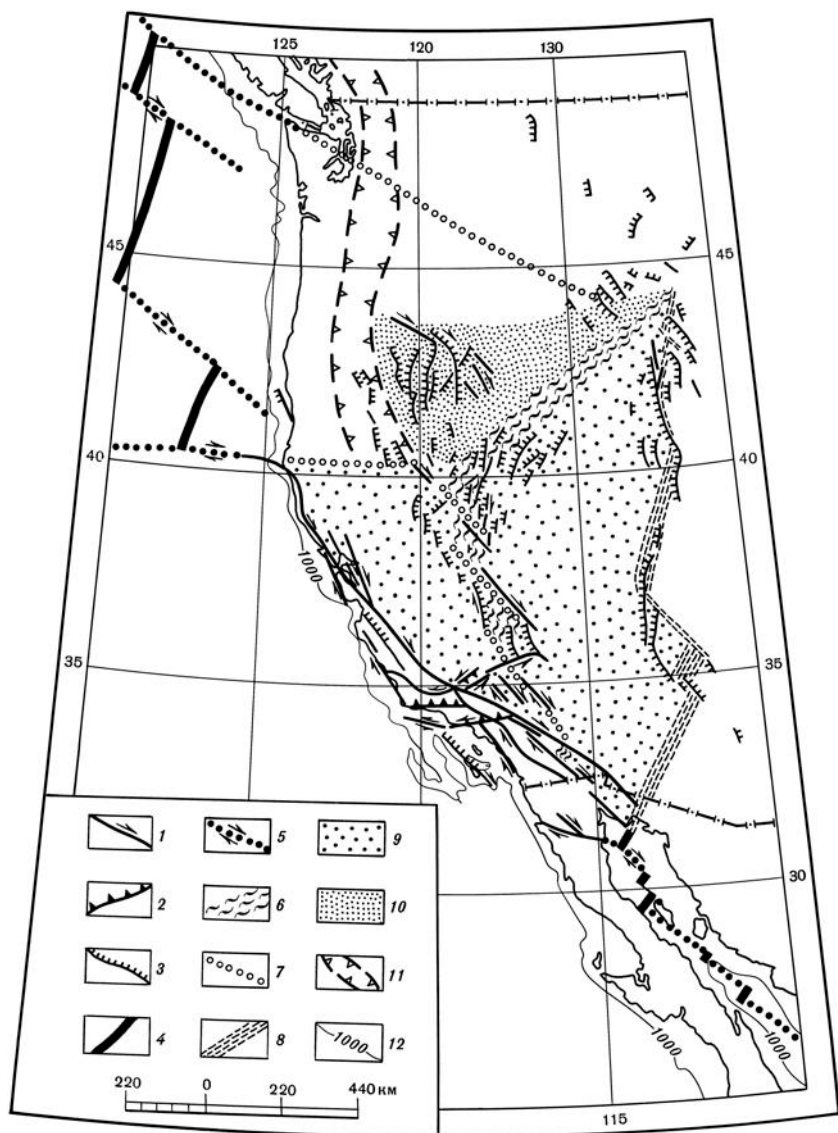


Рис. 89. Сопоставление верхнекоровых и гипотетических глубинных элементов активной тектоники запада Северной Америки [Трифонов, 1983]

Цифры на рис. 89: 1–3 – четвертичные разломы верхней части континентальной коры: 1 – сдвиги, 2 – надвиги и взбросы, 3 – сбросы; 4, 5 – активные разломы океанской литосферы: 4 – рифтовые зоны, 5 – трансформные разломы; 6–8 – зоны интенсивных движений и деформаций, погружённые под верхнекоровым слоем: 6 – главные зоны рифтового типа, 7 – главные зоны трансформного типа; 8 – второстепенные зоны рифтового и трансформного типов; 9 – область субгоризонтального срыва верхнекорового слоя; 10 – диффузная трансформная зона на континентальном продолжении разлома Мендосино; 11 – область известково-щелочного (преимущественно андезитового) вулканизма Каскадных гор, приблизительно соответствующая континентальному краю субдцировавших в плиоцен-четвертичное время реликтов плиты Фараллон; 12 – изобата – 1000 м

Различие структурных планов верхнекорового слоя и более глубоких горизонтов литосферы в условиях интенсивных горизонтальных перемещений предполагает срыв и скольжение по подошве верхнекорового слоя (рис. 90) [Трифонов, 1983, 1999].

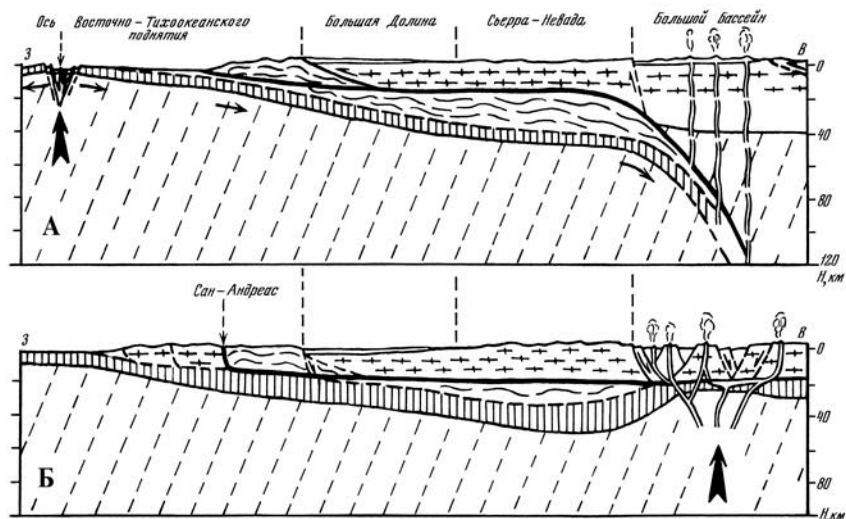


Рис. 90. Схематические профили, иллюстрирующие взаимодействие плит на границе Северной Америки и Тихого океана [Трифонов, 1983]

На рис 90: А – в олигоцене (спрединг от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия; субдукция плиты Фараллон под континент; известково-щелочной вулканизм над субдуцируемой плитой); Б – в современную эпоху (сдвиг между Северо-Американской и Тихоокеанской плитами; срыв на глубинах 15 – 20 км; контрастный вулканизм вдоль глубинных границ плит и внутриконтинентальных блоков, причём эти границы не соответствуют структурам верхнекорового слоя

На такой срыв под Большим Бассейном, возможно, указывает также резкая смена по вертикали скоростей продольных сейсмических волн с 6.0 до 6.6 км/с и появление на границе этих слоев на глубине ~15 км локального маломощного волновода со скоростями до 5.5 км/с. Возможны меньшие по масштабу субгоризонтальные срывы в верхнекоровом слое вдоль пологих надвигов, сформированных в предшествовавшую ларамийскую стадию тектонического развития. На юге Провинции Бассейнов и Хребтов, возле границы Калифорнии и Невады, где формирование новейших сбросов закончилось в миоцене, в позднейших эродированных поднятиях зона глубинного срыва выведена на земную поверхность. По данным У. Хамильтона, она представлена породами, динамически измененными до стадии зеленых сланцев и отражающими течение материала в субгоризонтальном направлении, перпендикулярном верхнекоровым сбросам. Подобные образования встречены и в Северо-Западной Юте. Возраст последней стадии метаморфизма миоценовый.

На западном обрамлении Тихого океана наличие неотектонической расслоенности следует из того, что активные продольные сдвиги, широко распространенные в верхнекоровом слое активных континентальных окраин, не продолжают как вглубь, так и в смежные области с корой океанического типа (см. параграф 3.2.2). Показательны сейсмологические данные о геодинамических различиях на разных уровнях литосферы Юго-Западной Японии к югу от Срединной тектонической линии. Мелкофокусные (не глубже 30 км, в основном 10–15 км) землетрясения сосредоточены между ней и меридиональным надвигом, расположенным сразу к западу от п-ова Кии. Фокальные механизмы и расположение активных разломов дают субширотное направление оси наибольшего сжатия. Землетрясения глубже 30 км в этом же районе приурочены к пологой сейсмофокальной зоне, наклоненной на северо-северо-восток. Ме-

ханизмы их очагов указывают, по данным К. Хузита и его соавторов, на субмеридианальное направление оси наибольшего сжатия.

4.1.4. Причины тектонической расслоенности и структурно-динамической дисгармонии между слоями литосферы

Анализируя коровые землетрясения Кавказа, Г.В. Краснопевцева и Ю.К. Щукин подметили связь волновой картины с происходившими в тех местах сильными землетрясениями. Это дает основание предполагать, хотя бы частично, дислокационную природу коровых волноводов. Работая в русле подобных представлений, В.Н. Николаевский, В.И. Шаров и С.И. Шерман показали, что мощная земная кора, подвергаясь воздействию тангенциальных тектонических напряжений, реагирует на них дифференцированно в зависимости от литостатического давления, т.е. глубины. Если в верхнекоровом слое возникают сколовые нарушения – разрывы со смещениями, – то глубже они выполаживаются, развиваются многочисленные мелкие трещины, приводящие к объемному разрушению и тем самым разуплотнению пород, регистрируемому понижением скоростей сейсмических волн. В более глубоких горизонтах коры происходят милонитизация и бластез, осуществляются псевдопластические деформации, сопровождающиеся понижением прочности и большей подвижностью горных масс. В верхнемантийной части литосферы прочность вновь возрастает.

Таким образом, континентальная литосфера реагирует на прилагаемые к ней тектонические напряжения неоднородно на разных глубинах. Могут быть выделены [Трифонов, 1987]: верхнекоровая часть, подвергающаяся в основном хрупкому разрушению по отдельным разломам; более податливая к деформациям нижняя часть коры, отделенная от верхней горизонтом объемного трещинного разрушения – коровым волноводом; вновь более прочная верхнемантийная часть литосферы. По отношению к верхнекоровому слою нижележащая часть коры играет в отдельных регионах ту же роль подвижного и сравнительно пластичного субстрата, какую играет астеносфера по отношению к литосфере в целом. В современных подвижных поясах картина расслоения усложняется. Здесь местами можно выделить несколько астенолинз или астено-

слоёв как под литосферой, так и внутри нее, разделяющих более прочные пластины и блоки с разным стилем деформаций.

Возможная дислокационная природа коровых волноводов особенно интересна в связи с тем, что ревизия данных глубинного сейсмического зондирования позволила выделить коровые волноводы не только в современных подвижных поясах, но и под древними щитами, фанерозойскими складчатыми областями разного возраста, древними и молодыми платформами. Такое реологическое расслоение вне активных областей может быть обусловлено древними геологическими процессами. С объемной трещиноватостью волноводов может быть связана их повышенная флюидонасыщенность. Вдоль них могут концентрироваться современные флюидные очаги, развитие которых изменяет напряженное состояние пород и, в частности, понижает литостатическое давление, облегчая тем самым горизонтальное дифференцированное движение литосферы континентов вне подвижных поясов. При такой всеобщности расслоения, хотя и неравноценного в разных регионах, рассчитанные в рамках концепции тектоники литосферных плит направления и скорости их новейших перемещений достоверно характеризуют лишь верхнекоровые литопластины, но могут отличаться от направлений и скоростей движения более глубинных литосферных масс [Трифонов, 1987].

Аналогичные представления развивает Л.И. Лобковский [1988; Тектоническая расслоенность..., 1990], предложивший концепцию двухъярусной плитной тектоники, согласно которой она реализуется в значительной мере независимо на мантийном и коровом уровнях, причем нижняя часть коры в определенном смысле оказывается тождественной мантийной астеносфере и коровые «плиты» при их меньшей толщине, как правило, меньше по размерам, чем мантийные. Л.И. Лобковский снабдил предложенную модель некоторыми расчетами. Двухъярусная плитная тектоника представляется лучшим приближением к действительности по сравнению с постулатом монолитности плит, но и она не исчерпывает многих особенностей тектонической расслоенности.

Степень тектонического расслоения различных геоструктурных областей неодинакова. В относительно стабильных областях вертикальная реологическая неоднородность литосферы проявляется, в частности, существованием внутрикорового волновода, который, как отмечено выше, может представлять собой флюидона-

сыщенный горизонт объемного разуплотнения горных пород. Это создает потенциальную возможность, но только возможность, дифференцированных по глубинам новейших перемещений и деформаций. Такая возможность редко реализуется в большом масштабе, о чем можно судить по слабой сейсмичности и отсутствию надежных признаков существенной дисгармонии между новейшими структурами разных уровней. Вместе с тем, согласно сейсмическим данным, под древними щитами северного полушария редуцирована мантийная астеносфера. Можно допустить, что изостатическая компенсация появления и снятия ледовой нагрузки соответственно в ледниковые и межледниковые эпохи осуществляется на уровне внутрилитосферных (нижнекоровых) волноводов.

В подвижных поясах, напротив, картина расслоения усложняется. В одном разрезе могут выделяться 2–3 коровых волновода. Если на Восточном Кавказе в разделяемых ими литослоях различается лишь структурное выражение единого процесса современного субмеридионального сжатия и укорочения территории, то сейсмо-тектонический анализ района Газлийских землетрясений позволяет предполагать различия геодинамических условий структурообразования и направления перемещений на разных уровнях. А коровые волноводы под Северным Памиром и Южным Тянь-Шанем являются глубинными продолжениями или нижними ограничениями активных надвигов со значительными амплитудами новейших перемещений.

Тектоническое расслоение не приурочивается повсеместно к одним и тем же уровням, а охватывает в разных условиях различные глубины и горизонты литосферы. Как показал С.В. Руженцев, проанализировавший, чем сложены базальные горизонты различных тектонических покровов, их отслоение могло происходить на уровнях осадочного чехла, гранитно-метаморфического слоя, низов коры и верхов мантии. Современные горизонты пониженной прочности и наиболее контрастных латеральных перемещений косвенно определяются по тому, на каких глубинах осуществляется изостатическая компенсация эрозии поднятий и аккумуляции обломочного материала во впадинах. Такие горизонты могут быть представлены и частью осадочного чехла, и коровым волноводом, и мантийной астеносферой. Разнообразие проявлений современной тектонической расслоенности литосферы необходимо учитывать при оценке ее роли в процессах тектогенеза и эволюции земной коры.

Такие черты геологического строения, как диффузность границ плит, тектоническая расслоенность литосферы, переход большинства субдуцируемых слэбов в BMW, осложняют плейт-тектонику и заставляют отказаться от некоторых постулатов её первоначальной версии, но не меняют сути теории. Главный принцип, что структурные проявления тектонического процесса являются результатом взаимодействия плит, остаётся неизменным.

4.2. Новейшее горообразование

4.2.1. История новейшего горообразования в Альпийско-Гималайском поясе

В.А. Обручев [1948], вводя понятия «неотектоника» и «неотектонический» (новейший) этап, понимал под ними проявления процессов, которые привели к формированию современного рельефа. Его важнейшей особенностью являются высокогорные системы, отсутствовавшие на более ранних этапах мезозоя и кайнозоя. Рассмотрим в аспекте горообразования историю тектонических движений, обусловивших современный рельеф описанных в параграфе 3.3 центральных сегментов Альпийско-Гималайского орогенического пояса между Карпатами и Балкано-Эгейским регионом на западе и Тянь-Шанем, Тибетом и Гималаями на востоке (см. рис. 54). Современные горные системы закладывались в разных частях пояса неодновременно, но на большей его части это случилось в олигоцене [Шульц, 1948; Трифонов, 1999]. Поэтому ниже история новейшего горообразования анализируется с олигоцена.

Выделяются две стадии новейших деформаций, различающиеся интенсивностью горообразования, понимаемого в данном контексте как вертикальные движения, приводящие к формированию субаэральных возвышенностей. За нижнюю границу первой стадии принято начало олигоцена, хотя местами формирование обширных субаэральных поднятий началось ещё в конце эоцена, а в других местах – только в конце олигоцена или начале миоцена. Переход от первой стадии горообразования ко второй также происходил в разных местах в разное время. В одних горных системах, например, на Большом Кавказе, он приходится на конец миоцена или начало плиоцена, а в других, например, на Тянь-Шане – на начало плейстоцена. В течение первой стадии намечаются три фа-

зы, в которые сжатие орогенического пояса, определяемое движением гондванских плит, различалось по направлению [Трифонов и др., 2012]. Эти фазы соответствуют: олигоцену и раннему миоцену; среднему миоцену; позднему миоцену и местами плиоцену.

1. Оligocen и ранний миоцен (~35–17 млн лет назад)

На востоке региона начавшиеся в конце среднего эоцена деформации сжатия продолжались в олигоцене и привели, по данным В.Г. Казьмина, Дж. Айтчисона и их соавторов, к закрытию субокеанских прогибов Сабзеварского и зоны Инда-Цангпо (рис. 91). Интенсивные деформации сжатия имели место в Гератской зоне на севере Афганистана и на северо-западе Памиро-Гиндукуша, где вызвали выдавливание блока Юго-Западного Памира к востоку и его надвигание на зону Юго-Восточного Памира (параграф 3.3.1.2). Поперечное сжатие на севере зоны Кветты проявилось смятием эоценового прогиба Катаваз и надвигами северо-восточного простирания в офиолитовых зонах Хоста, Тарнака и Хашруда.

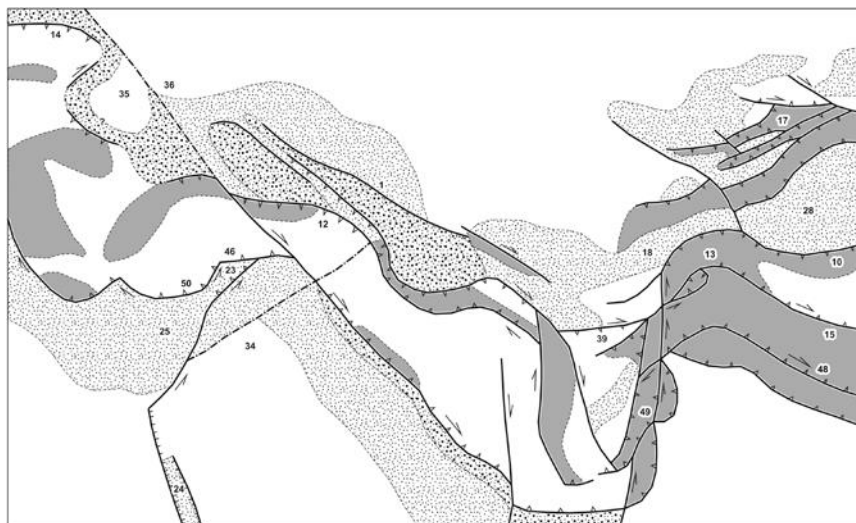


Рис. 91. Схематическая карта основных структурных элементов Альпийско-Гималайского пояса в конце олигоцена (~25 млн лет назад) [Трифонов и др., 2012]. Условные обозначения см. на рис. 54.

В зонах концентрации сжатия возникли складчатые и по-слескладчатые поднятия. По данным А. Тевари и Дж. Айтчисона с

соавторами, олигоцен-миоценовые конгломераты несогласно перекрыли деформированные отложения зоны Инда – Цангпо. По данным В.А. Швольмана и В.И. Макарова, конгломераты обнаружены и на обрамлениях Памира и Куньлуня. Дифференцированные вертикальные движения распространились в Тянь-Шань. В Центральном Тянь-Шане олигоцен представлен мелкогалечными конгломератами и более тонкообломочными отложениями [Шульц, 1948; Макаров, 1977; Чедия, 1986]. По данным Д.М. Бачманова и его соавторов, в составе гальки присутствует и местами составляет ведущую долю местный обломочный материал. Это означает, что основа современного структурного плана региона – зоны хребтов как области сноса и зоны впадин как области аккумуляции зародились в олигоцене. В раннем миоцене вертикальные движения стали более вялыми, формировались делювиальные и озёрные глинистые отложения, местами с эвапоритами.

Судя по относительной тонкообломочности осадков и небольшой амплитуде врезов этого времени (первые сотни метров [Макаров, 1977; Чедия, 1986]), размах олигоценового рельефа в Центральном Тянь-Шане не превышал 1 км. Аномально грубые конгломераты Минкуш-Кёкёмеренского рампа, исследованные Д.М. Бачмановым с соавторами, являются продуктом разрушения активизированных позднепалеозойских покровов и не связаны с большим гипсометрическим контрастом. Об отсутствии высоких гор свидетельствует и тонкообломочность молассы в предгорьях Памира и Гиндукуша (Афгано-Таджикская депрессия) и Куньлуня (юг Таримской впадины). Вместе с тем, радиоизотопные данные П. Де-Селлеса и его соавторов о палеопочвах впадины Нима в Центральном Тибете указывают на условия высокогорья ~26 млн лет назад. Значительное изостатическое поднятие того же времени можно предполагать и на Юго-Западном Памире, верхнекоровая пластина которого мощностью 25 км надвинулась на континентальную кору Юго-Восточного Памира (см. параграф 3.3.1.2). Но эти высокие горы были невелики по площади и позднее эродированы.

В Аравийско-Кавказском сегменте орогенического пояса, перед фронтом Южного Тавра, субдукция конца эоцена – олигоцена привела, по данным А. Робертсона и его соавторов, к образованию на северном склоне прогиба Киликия – Адана аккреционной призмы, сложенной фрагментами мезозойской океанской коры и её раннепалеогенового чехла. Процесс завершился на северо-востоке

области коллизией Таврид с Аравийской плитой и перекрытием аккреционной призмы нижнемиоценовыми осадками. На юго-западе сохранился реликт южного края бассейна, отчленённый восстановленной в раннем миоцене (~17 млн лет назад) Кипрской дугой, под которую начал субдуцировать Левантинский бассейн южной окраины Тетиса. В это время деформации достигли здесь кульминации, что выразилось на северо-западе Сирии в резком угловом несогласии между эоценом и гельветом [Неотектоника..., 2012]. Деформации проявились и в других зонах Аравийско-Кавказского сегмента орогенического пояса вплоть до южного фланга кавказской части Карпато-Кавказской системы прогибов (Паратетиса). Их пододвигание под Малый Кавказ сопровождалось, по данным М.Г. Леонова [Большой Кавказ..., 2007], формированием флиша и тектоногравитационных микститов. Сами прогибы не испытали деформаций. В олигоцене, по данным М.Л. Коппа и И.Г. Щерба, они местами даже углубились, несмотря на глобальную регрессию, особенно интенсивную в начале позднего олигоцена, а эпиконтинентальное море трансгрессировало на весь Большой Кавказ и смежную с ним и Карпатами часть Скифской платформы. В раннем миоцене привнос обломочного материала в осадочные бассейны сократился.

Важнейшим событием олигоцена стало заложение грабена на месте будущего Аденско-Красноморского рифта, что положило начало отодвиганию Аравии от Африканской плиты. В связи с этим в раннем миоцене (~20 млн лет назад) возникла Трансформа Мёртвого моря. Её северная часть проходила вдоль континентального склона Левантинской впадины [Неотектоника..., 2012], наследуя более раннюю трансформную зону. В Балканах за позднеэоценовой фазой надвигания последовало их поднятие в олигоцене. Продолжалась начавшаяся в конце эоцена коллизия Адрии, Восточных Альп и Западных Карпат с Евразией, сопровождавшаяся развитием передового прогиба, где флишевое осадконакопление сменилось молассовым [Golonka, 2004]. Перемещение внутренних карпатских зон положило начало оформлению Карпатской дуги. Оно завершилось надвиганием сорванных покровов Северных Карпат на передовой прогиб в конце раннего миоцена.

Олигоценовые поднятия (преимущественно низкогорные, судя по составу предгорной молассы) были приурочены на западе пояса к зонам концентрации коллизионного сжатия. За исключени-

ем кавказских прогибов Паратетиса площади поднятий возрастают, а осадки эпиконтинентальных бассейнов, например, на севере Аравии принадлежат регрессивной фазе палеогенового седиментационного цикла. Вероятно, это связано с усилением коллизионного сжатия, хотя отчасти может объясняться глобальным падением уровня мирового океана.

Все структуры орогенического пояса, подвергшиеся деформациям сжатия в олигоцене и раннем миоцене, простираются широтно или на северо-восток. Это указывает на север-северо-западную ориентировку оси наибольшего сжатия, возможно, связанную с тем же направлением движения плит гондванского ряда.

2. Средний миоцен (~16–11 млн лет назад)

Во вторую фазу (конец раннего миоцена и средний миоцен) на востоке пояса наиболее интенсивные латеральные перемещения и деформации коровых блоков происходили в области Индо-Евразийской коллизии. Ориентировка сжатия стала северо-восточной, и деформации и надвигание охватили Гималаи, Каракорум и памирские зоны северо-западного простирания, где выражены пиком метаморфизма и гранитообразования [Иванова, Трифонов, 2005] (рис. 92). Вместе с тем в Центральном Тянь-Шане, где олигоценовые поднятия простирались на восток-северо-восток, интенсивность движений ослабевает. Средняя скорость врезания стала меньше, чем в олигоцене [Чедия, 1986]. В миоцене преобладают тонкообломочные (песчано-алеврито-глинистые) озёрные осадки, тогда как аллювиально-пролювиальные отложения занимают подчинённое место. Области осадконакопления расширились, перекрыв часть олигоценовых поднятий. Каждый из осадочных бассейнов представлял собой цепочку изменявшихся озёр, связанных постоянными или временными протоками. Бассейны разделялись зонами плоских поднятий, служивших источниками сноса части обломочного материала. К югу и востоку, с приближением к современному хребту Кокшаал и массиву Хан-Тенгри, грубость обломочного материала возрастает, указывая на большие превышения и эрозию. Оттуда происходил водный вынос большей части материала, с чем согласуется частичное замещение прослоев карбонатов эвапоритами по мере удаления от этих поднятий.

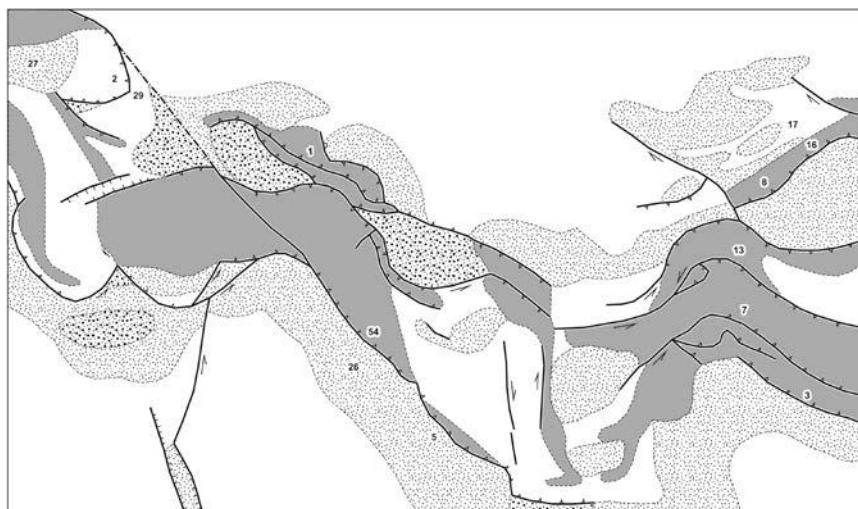


Рис. 92. Схематичная карта основных структурных элементов Альпийско-Гималайского пояса в начале среднего миоцена (~18 млн лет назад) [Трифонов и др., 2012]

Условные обозначения см. на рис. 54

Свидетельства переориентировки наибольшего сжатия на северо-восточное в конце раннего – начале среднего миоцена обнаружены и в более западных районах пояса. На северо-западе Аравийской плиты наступает тектоническое затишье с развитием гелветско-тортонского седиментационного цикла, а интенсивные движения происходят по Главному надвигу Загроса и приводят к закрытию реликтового бассейна Неотетиса между Аравийской плитой и Санандадж-Сирджанской зоной Ирана [Golonka, 2004]. Это положило начало развитию Месопотамского передового прогиба, наследовавшего прогибавшуюся и прежде северо-восточную окраину плиты. В конце среднего – начале позднего миоцена на северо-восточном фланге прогиба началась складчатость.

Происходит обмеление и затем закрытие кавказских прогибов Паратетиса, и в конце второй стадии слагающие их осадки испытали складчатость [Большой Кавказ..., 2007]. С подобной переориентировкой сжимающих усилий, возможно, связано надвигание Внешней зоны Восточных Карпат на Фокшанскую впадину Предкарпатского прогиба в конце среднего и начале позднего миоцена

[Артюшков, 1993]. Мощность покровного комплекса Восточных Карпат составляет сейчас 8–12 км, а первоначально могла достигать 10–14 км. Однако произошла компенсация связанного с надвижением подъёма на 1–2 км уплотнением вещества на более глубинном уровне литосферы, и поверхность осталась на высоте ~0.5 км. Подобное явление, вероятно, имело место на южном склоне Большого Кавказа, где интенсивное смятие и скучивание осадочных толщ также не привели к образованию высокогорного рельефа. Судя по составу обломочных комплексов, высокогорий не возникло и в других регионах пояса, а на месте смещённых и деформированных внутренних зон Карпат образовалась Паннонская впадина.

3. Поздний миоцен – ранний плиоцен (~10 – ~4 млн лет назад)

В третью, позднемиоцен-раннеплиоценовую фазу преобладающая ориентировка сжатия вновь становится север-северо-западной или субмеридиональной. Пик диастрофизма приходится на мессиний. Возникла система южновергентных надвигов на южном склоне Большого Кавказа (рис. 93). На южном фланге области взаимодействия Аравийской и Евразийской плит имела место главная фаза складчатости и надвигания в Пальмиридах. Активизировались складчатые деформации в Эллинидах и надвигообразование на Памире. Началась проградация выражавшихся в рельефе складчато-надвиговых зон на юг от Главных надвигов Загроса и Тавра. В Гималаях подобная проградация проявилась переходом фронта максимальных смещений и деформаций в зону Передового разлома. В некоторых межгорных впадинах Центрального Тянь-Шаня в верхнем миоцене отмечено возрастание содержания грубообломочных пород, сменяющихся более тонкообломочными вверх по разрезу. По данным Д.М. Бачманова и его соавторов, эти грубообломочные породы возникли из-за активизации и разрушения позднепалеозойских тектонических покровов, т.е. усиления скорее горизонтальных, чем вертикальных движений. В результате позднемиоценовых смещений и складчатости местами, например на Большом Кавказе, возник расчленённый рельеф, однако состав обломочного материала в межгорных и передовых прогибах здесь, как и в других частях пояса, указывает на поднятия, не превышавшие среднегорных.

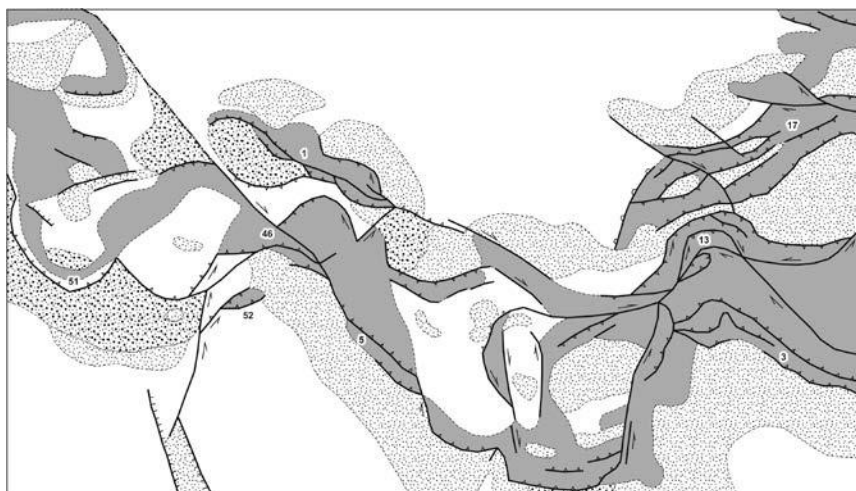


Рис. 93. Схематичная карта основных структурных элементов Альпийско-Гималайского пояса в мессинии (~6 млн лет назад) [Трифонов и др., 2012]

Условные обозначения см. на рис. 54

Вторая стадия новейшего горообразования началась в разных частях пояса в интервале времени от конца миоцена до начала плейстоцена, но чаще всего с плиоцена. К этому времени сформировалась современная сеть активных разломов пояса, перемещения по которым (преимущественно сдвиговые) указывают на субмеридиональную ориентировку оси наибольшего сжатия. Крупнейшие сдвиги, частично заложенные ранее, во вторую стадию образовали грандиозные сдвиговые системы протяжённостью в сотни и тысячи километров (рис. 94).

На северо-западе Аравии начало второй стадии 4–3.5 млн лет назад сопровождалось перестройкой северной части Трансформы Мёртвого моря: в миоцене её основная ветвь следовала вдоль континентального склона, а теперь возникли сегменты Яммуне и Эль-Габ, где сконцентрировались основные перемещения [Неотектоника..., 2012]. Окончательно оформились Восточно-Анатолийская и Северо-Анатолийская зоны разломов и Главный современный разлом Загроса, обозначившие новые границы плит (см. рис. 66).

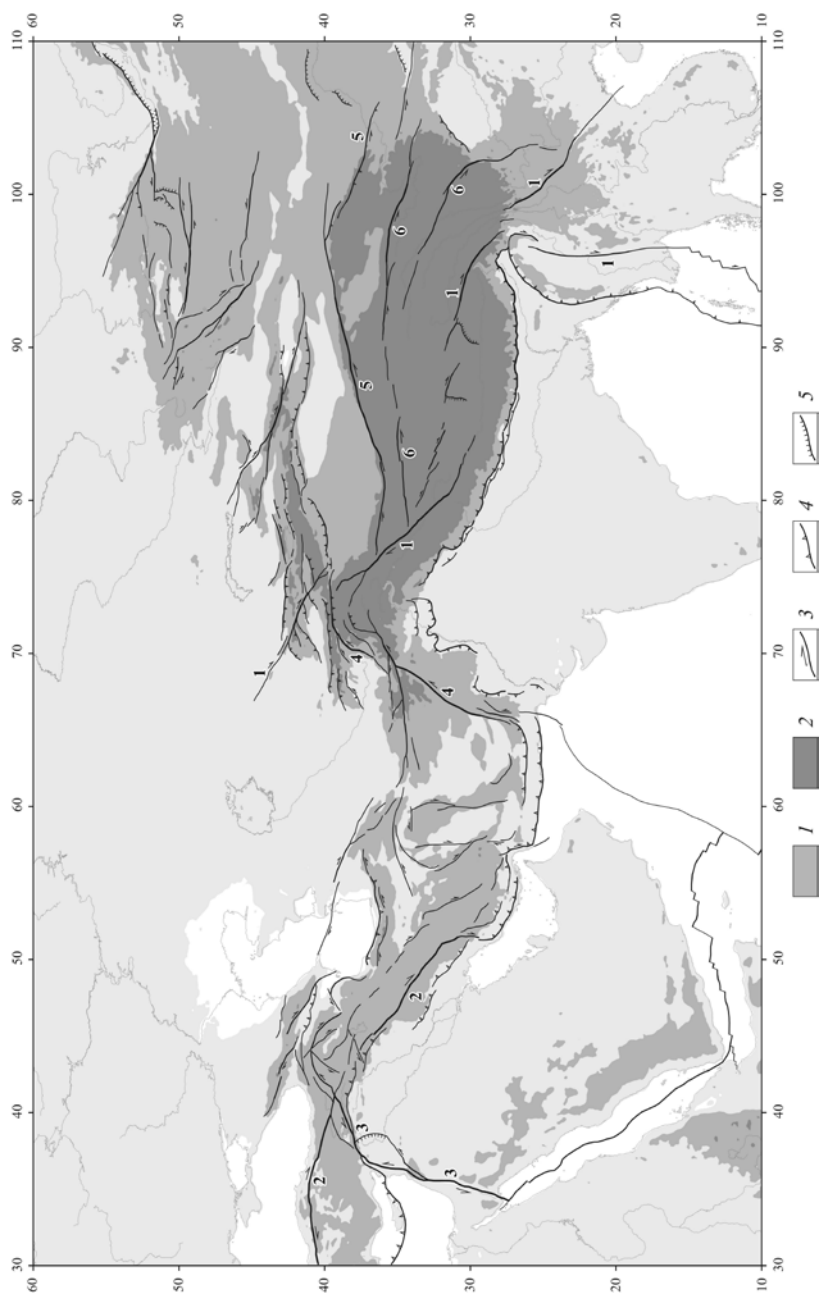


Рис. 94. Крупнейшие системы сдвигов в Альпийско-Гималайском поясе

Цифры на рис. 94: 1 – возвышенности 1000–3000 м; 2 – горы и нагорья выше 3000 м; 3–5 – крупные активные разломы: 3 – сдвиги, 4 – надвиги и взбросы, 5 – сбросы. Крупнейшие системы правых сдвигов: 1 – от Таласо-Ферганского разлома до разломов Сагаинг и Красной реки, 2 – Северо-Анатолийская и Главного современного разлома Загроса. Крупнейшие системы левых сдвигов: 3 – Левантско-Восточно-Анатолийская, 4 – Чаманско-Дарвазская, 5 – Алтынтагская, 6 – Куньлунь-Юннаньская

В последние 7–2 млн лет скорости вертикальных тектонических движений резко возросли, и амплитуда вертикальных смещений, как минимум, удвоилась, а местами утроилась. Именно в это время сформировались современные горные системы и высокие плато, а в предгорных прогибах и межгорных впадинах повсеместно стала накапливаться грубая моласса. Наиболее значительное усиление восходящих движений фиксируется в Центральной Азии. Начало фазы ускорения вертикальных движений не было одновременным. Увеличение средней высоты Гималаев более, чем на 3 км и Центрального Тянь-Шаня на ~2 км произошло с начала плейстоцена (~2 млн лет). Быстрое поднятие Тибета началось, по данным Н.-А. Мёрнера и Ли Живей с соавторами, 2.4–2.8 млн лет назад и составило 2500–3600 м; одновременно поднялись Куньлунь на 2600–3100 м и Тарим на ~1200 м. Это дает среднюю скорость подъема Тибета 1.0–1.5 мм/год и Куньлуна 1.0–1.2 мм/год. Выделены этапы усиления воздымания, причем интенсивность подъема от этапа к этапу возрастала. Последний из них начался в конце среднего плейстоцена, и в течение него скорость воздымания достигла нескольких, местами 10 мм/год. По данным повторного нивелирования, обобщённым Жанг Кингсонгом с соавторами, скорости современного подъема Тибета составляют в среднем 5.8 мм/год и возрастают от Куньлуна и Северо-Восточного Тибета к Гималаям. Памир за последние 3–5 млн лет поднялся в среднем на ~2 км.

Интенсивный рост гор в плиоцен–квартере установлен на Большом Кавказе [Милановский, 1968], в Карпатах и Альпах [Артюшков, 1993]. На территории Малого Кавказа, в вулканической области Северо-Западной Армении скорость поднятий за последние 0.5 млн лет определена величинами от 0.7–1.0 в межгорных впадинах до 1.2–1.6 мм/год в соседних хребтах (см. параграф 3.3.2.2). На северо-западном окончании Месопотамского прогиба (среднее течение Евфрата) в начале плиоцена ещё продолжалось

лагунно-озёрное осадконакопление, но затем его сменяет грубообломочный аллювий, отражающий интенсивный снос обломочного материала с проградировавших на юг антиклинальных поднятий. На сирийском побережье Средиземного моря выявлен относительно быстрый рост Береговой антиклинали. В её южной части скорость плиоцен-четвертичного поднятия определена в 0.2 мм/год (см. параграф 3.3.2.2). В центре антиклинали скорость была, вероятно, выше. На её северном окончании она составила, судя по высоте террас р. Эль-Кабир, 0.22–0.28 мм/год за последние 0.5 млн лет. Столь же интенсивное плиоцен-четвертичное поднятие испытала, по данным Ф. Гомеца с соавторами, Ливанская прибрежная антиклиналь.

Хотя усилившееся в плиоцен–квартере поднятие горных систем распространилось на большинство сопряжённых с ними межгорных и предгорных впадин, в ряде крупных отрицательных структур западной части пояса в это время усилилось опускание. Признаки этого обнаружены в Чёрном море, Южном Каспии и юго-восточной части Терского прогиба, продолжающегося в Средний Каспий как Дербентский прогиб. По данным Ю.Г. Леонова и его соавторов, максимальная мощность чехла превышает здесь 14 км, а плиоцен-четвертичного комплекса – 5 км, причем особенно интенсивное прогибание началось в конце плиоцена и продолжается до сих пор, оставаясь нескомпенсированным осадконакоплением. Западная часть Южного Каспия представляет собой нескомпенсированную впадину глубиной до 1 км с утонённой до 8–10 км кристаллической частью коры. Здесь накопилось до 20 км осадков; не менее половины их приходится на плиоцен-четвертичные отложения, а мощность лишь верхнеплиоцен-четвертичного комплекса местами превышает 6 км [Артюшков, 1993].

В позднем миоцене началось и в плиоцен–квартере стало более интенсивным погружение Эгейского моря [Golonka, 2004]. Тогда же, начиная с тортона и особенно в плиоцен–квартере, углубились Ионическая и Левантинская впадины Средиземного моря. Об усилении прогибания последней от тортона к плиоцен–квартеру свидетельствует, по данным О.В. Казакова и Е.В. Васильевой, возрастание скоростей осадконакопления в разных частях впадины в 2–6 раз. Нескомпенсированная осадками Левантинская впадина характеризуется глубинами до 2500 м (в абиссальной равнине Геродота до 3200 м). На севере впадины обособляется трог перед

Кипрской дугой, выраженный на западе глубокой батиметрической депрессией между Кипром и подводным поднятием Эратосфен, а на востоке подводным продолжением прогиба Нахр Эль-Кабир с мощностью плиоцен-четвертичных осадков более 1800 м. Собственно Левантинская впадина представляет собой реликт южной окраины Неотетиса, который сейчас имеет, согласно З. Бен-Аврахаму с соавторами, субокеанический тип коры: мощный (до 10–14 км) осадочный чехол и поверхность Мохо на глубинах 20–25 км. Нижняя и верхняя части неоген – квартера впадины разделены мессинскими эвапоритами, которые на юге замещаются аллювиально-дельтовыми отложениями Пра-Нила. Уровень гиперсолёного мессинского бассейна был ниже современного уровня Средиземного моря, что, по данным Й. Марта и его соавторов, доказывается переуглублением мессинских русел Пра-Нила и других рек, впадавших в море. Эвапориты залегают сейчас на глубинах ≥ 2 км.

В начале плиоцена прорвавшиеся черноморские и океанские воды затопили Средиземное море, включая Левантинскую впадину. Глубины её дна уменьшаются к восточному побережью и особенно к югу, где обширная мелководная область занята дельтой Нила, в подводной части которой мощности плиоцен–квартера достигают, согласно Д. Россу и Е. Учупи, 3–3.5 км. На границе дна впадины с континентальным склоном между г. Тель-Авивом и г. Бейрутом мощности составляют, по данным Й. Бен-Гаи и его соавторов, 1.3 км, а подошва плиоцена опущена до 2,2–2,4 км. На западе Сирии, в наземной части прогиба Нахр Эль-Кабир, 30-метровый разрез мессинских гипсов обнажён на высоте ~50 м над уровнем моря. Плиоценовые морские глины перекрывают их с размывом и базальными брекчиями гипсов и домессинских карбонатов и слагают склоны соседних поднятий на высотах до 250 м. На склонах не обнаружено признаков ингрессивного залегания плиоцена. Подводная часть прогиба Нахр Эль-Кабир и соседняя часть континентального склона нарушена разломами, по которым прогиб ступенчато погружается к западу. На приводимых Й. Бен-Гаи с соавторами сейсмических профилях через борт Левантинской впадины между Бейрутом и Тель-Авивом видно, что горизонтально слоистые и утоняющиеся в сторону берега отложения плиоцен–квартера образуют на континентальном склоне флексуру с углами наклона до 10° , осложнённую разломами. Амплитуда смещения подошвы плиоцена достигает 1.5–1.7 км. Наклон слоёв уменьшается от плиоцена к квартеру,

но даже позднеплейстоценовые (тирренские) террасы местами наклонены в сторону моря под углом 3° .

Описанные соотношения показывают, что уровень моря в мессинии был ниже современного на несколько сотен метров. Поскольку тортонские карбонаты, возникшие в очень мелководном море, сейчас находятся в долине р. Нахр Эль-Кабир на высотах не более первых сотен метров, плиоцен-четвертичное поднятие побережий было невелико. Оно становилось более значительным лишь в береговых антиклинальных хребтах. Таким образом, возрастание вертикального контраста между раннеплиоценовым положением земной поверхности на современной суше и в море произошло, главным образом, за счёт углубления Левантинской впадины, которая после мессиния испытала тектоническое опускание амплитудой не менее 1.5 км. В дельте Нила имело место дополнительное изостатическое погружение, связанное с нагрузкой осадков.

Следовательно, плиоцен–квартер был временем усиления не только восходящих, но и нисходящих тектонических движений, т.е. общего возрастания их контрастности.

4.2.2. Особенности новейшего горообразования в других орогенических поясах

Все крупные континентальные новейшие горные пояса, подобно Альпийско-Гималайскому, являются широкими пограничными областями проявлений взаимодействия литосферных плит (их диффузными границами [Gordon, 1998]). Таковы пояса Алтайско-Становой, северо-востока Азии и запада Северной и Южной Америки (см. рис. 85). Они сформировались на гетерогенном основании и имеют разную предысторию.

В Алтайско-Становом поясе коллизионные процессы завершились в палеозое. В мезозое и кайнозое восточная часть пояса испытала активизацию, сопровождавшуюся местами гранитообразованием и вулканизмом, но признаки доплиоценового высокогорного рельефа отсутствуют. Неотектоническое развитие Горного Алтая на западе пояса обнаруживает черты, сходные с развитием Тянь-Шаня. По данным В.С. Зыкина и А.Ю. Казанского, в Чуйской впадине Горного Алтая нижний палеоген сложен континентальными алевроито-глинистыми породами мощностью до 30 м. С олигоцена до раннего плиоцена в центре впадины отлагались песчано-

глинистые озёрные и болотные осадки, а по краям аллювиально-дельтовый материал, варьирующий по составу от тонких песков до галечников и свидетельствующий о зарождении и развитии соседних поднятий [Зыкин, 2012]. В позднем миоцене содержание грубообломочного материала возрастает, а с позднего плиоцена впадина заполняется грубообломочными породами в связи с ростом соседних поднятий. Ускорение поднятия в последние ~3.5 млн лет подтверждено данными трекового анализа, полученными Дж. Де-Граве и его соавторами. Тогда же возрастает контрастность рельефа Прибайкалья, где молассовый материал впадин становится более грубым. Это связано как с усилением рифтогенеза, так и с формированием соседних среднегорных хребтов на месте низкогорий.

Горный пояс северо-востока Азии объединяет хребты Верхоянский, Черский, Момский и расположенное восточнее Корякское нагорье. Если в Верхоянье коллизионные процессы завершились в меловом периоде, то в Корякии они развивались в кайнозое и продолжаются до сих пор. Л.М. Парфёнов с соавторами связывают развитие рельефа региона с изменениями положения полюсов вращения Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской плит, отчего в регионе как области их взаимодействия чередовались условия относительного растяжения и косого сжатия. В начале палеогена происходило растяжение и развитие рифтогенных впадин. В олигоцене в условиях косого сжатия началось формирование сводов хребтов Верхоянского, Черского и Момского, а в миоцене и раннем плиоцене их развитие осложнилось образованием краевых надвигов. В позднем плиоцене и начале плейстоцена вновь возникли условия растяжения, и развился Момский рифт, а затем установились условия косого сжатия, при которых происходило формирование современных горных систем. Вместе с тем В.Н. Смирнов отмечает, что с конца плиоцена проявились мощные восходящие движения, которые в квартере охватили всю территорию. Наибольшие амплитуды поднятий (более 2 км) характерны для хребтов Верхоянского, Черского, Сунтар-Хаята и центральной части Корякского нагорья; поднятия усилились со среднего плейстоцена. По мнению Е.В. Артюшкова, воздымание связано с разуплотнением литосферы под действием астеносферных флюидов.

К. Оллиер [Ollier, 2006] обобщил данные о позднекайнозойских вертикальных движениях в различных горных системах и обнаружил повсеместное усиление восходящих движений в плиоцен–

квартере, изредка начиная с позднего миоцена (табл. 6). Такое усиление отмечено на западе Северной Америки – в Скалистых горах, Береговых хребтах, Каскадах и соседних областях Провинции Бассейнов и Хребтов и плато Колорадо, а также в Андах и современном субдукционном поясе западных окраин Тихого океана.

Таблица 6. **Возраст быстрых новейших поднятий вне Альпийско-Гималайского пояса (по работе [Ollier, 2006] с дополнениями (*))**

Регион	Возраст	Ссылка
Алтайско-Становой пояс		
Алтай*	3.5 млн лет	De Grave et al., 2007
Северо-восток Азии		
Хребты Верхоянский, Черский, Сунтар-Хаята, центр Корякии*	N_2^2 – Q Q_2 – Q_4	Смирнов, 2000 Парфёнов и др., 2001
Запад Северной Америки		
Скалистые горы	5 млн лет	Ollier, 2006
Береговые хребты	N_2^2	Ollier, 2006
Береговые хребты Канады	2.5 млн лет	Ollier, 2006
Каскады	4–5 млн лет	Ollier, 2006
Сьерра-Невада	5 млн лет	Ollier, 2006
Бассейны и Хребты	4 млн лет	Ollier, 2006
Плато Колорадо	N_2^2 – Q	Ollier, 2006
Запад Южной Америки (Анды)		
Колумбия	N_2 – Q	Ollier, 2006
Эквадор	N_1^3 – Q	Ollier, 2006
Боливия	N_2 – Q	Ollier, 2006
Центральные Анды (стык Боливии, Чили, Аргентины)*	N_1^3 – Q	Романюк, 2009
Чили	N_2 – Q	Ollier, 2006
Другие регионы		
Север Сибирской платформы*	N_2 – Q	Артюшков, 2012
Южная Африка*	N_2 – Q	Artyushkov, Hofmann, 1998
Восточная Австралия	Q	Ollier, 2006
Антарктида	Q	Ollier, 2006
Северо-запад Аравии*	N_2^2 – Q	Неотектоника..., 2012
Эфиопский рифт	2.9–2.4 млн л.	Ollier, 2006

Заметим, что в Скалистых горах коллизия завершилась в ларамийскую фазу, а Каскады и Береговые хребты относятся к областям альпийской складчатости. Что же касается Анд, то там режим субдукции существует с мезозоя и продолжается в плиоцен-квартере. Горный пояс Анд возник при взаимодействии субдукции океанских плит Восточной Пацифики под краевые структуры континента и коллизии этих структур с Южно-Американской плитой. Т.В. Романюк [2009], обобщившая данные по Центральным Андам, показала, что возникновение субаэральных деформационных поднятий началось там в конце олигоцена (~27 млн лет назад) и было связано, по её мнению, с ослаблением континентальной литосферы под воздействием глубинных флюидов из пологого субдуцируемого слэба или его продолжения в переходном слое мантии. В миоцене эти деформации дополнились коровыми надвигами и расслоением, приведшим к значительному утолщению коры. Поднятие усилилось в позднем миоцене, когда утолщение коры превысило предельно допустимые значения (сейчас она имеет мощность 65–75 км), и её нижняя часть эклогитизировалась и погрузилась. При этом наибольшее по величине поднятие плато Альтиплано-Пуна и Восточных Кордильер (≥ 2 км) происходило при минимальном латеральном укорочении.

Плиоцен-четвертичные тектонические поднятия, местами достигающие и даже превышающие 1 км, имели место в Восточно-Африканской рифтовой системе и некоторых участках Африканской, Аравийской и Сибирской платформ [Артюшков, 1993; Artuyshkov, Hofmann, 1998; Ollier, 2006; Trifonov et al., 2014].

4.2.3. Глубинные источники новейшего горообразования

4.2.3.1. Геолого-геофизические данные

Чтобы разобраться в причинах тектонического подъёма, приводящего к образованию гор, обратимся вновь к Альпийско-Гималайскому поясу, где для суждений по этой проблеме есть наиболее представительный материал. С конца эоцена до начала плиоцена выраженные в рельефе поднятия пояса возникали и развивались в тех тектонических зонах пояса, которые испытывали наибольшее сжатие и укорочение. Такие поднятия можно рассмат-

ривать как результат изостатической компенсации утолщения коры при сжатии. Дифференциация пенепплена с возникновением поднятий и межгорных впадин произошла и вне областей коллизионного диастрофизма, выраженного покровно-складчатыми структурами, например, на Тянь-Шане. Их сжатие вызывалось воздействием перемещавшихся в ходе коллизии микроплит. Для Центрального Тянь-Шаня таковым было давление Таримской микроплиты. Поскольку в течение первой стадии новейшего горообразования направление наибольшего сжатия изменялось, поднятия разного простирания возникали в разное время, причём появление гор могло немного отставать от начала диастрофизма, возможно, из-за инерционности изостатической компенсации.

Высота возникавших в разное время горных поднятий оценивалась, во-первых, геолого-геоморфологическим способом по методике, обсуждавшейся в параграфе 2.2 и применённой в региональных параграфах 3.3.1.2 и 3.3.2.2; во-вторых, аналитическим способом на основе связи поднятия коры с её деформационным укорочением, для чего использовались формулы, предложенные Е.В. Артюшковым для Центрального Тянь-Шаня [Трифонов и др., 2008] (см. параграф 3.3.2.2). Величина и скорость укорочения и, соответственно, начальная ширина области деформаций оценивались по структурно-геологическим данным, а начальная мощность коры – по её мощности в недеформированных областях со сходными начальными характеристиками коры (Тянь-Шань, Гималаи) или на основе геологических особенностей, если рассматриваемая область изначально отличалась от соседних (Памир, Загрос, Большой Кавказ).

Расчёты изостатического поднятия с олигоцена из-за утолщения коры при сжатии, сделанные Е.В. Артюшковым для Центрального Тянь-Шаня, показали, что к концу плиоцена (началу интенсивного воздымания) поднятие составило 0.6–0.9 км. Это совпадает с геолого-геоморфологическими оценками, согласно которым к концу плиоцена высота поднятий не превышала 1.5 км, разница высот поднятий и поверхности впадин – 1 км, а средняя высота Центрального Тянь-Шаня была близка к 1 км, что на ~0.7 км выше исходного предорогеного пенепплена. Иначе говоря, до начала усиления горообразования рост поднятий мог целиком определяться сжатием региона.

К аналогичным выводам приводят подобные расчёты, а также изучение молассовых серий и редкие оценки величин коррелятных им врезов в поверхности выравнивания и педилены, выполненные для других горных сооружений пояса. Возникавшие с олигоцена до раннего плиоцена поднятия, за редкими локальными исключениями, были не выше среднегорных, т.е. возвышались над предорогненным пенепленом не более, чем на ~1.5 км. Они вполне могли быть созданы утолщением коры при сжатии. В Восточных Карпатах и на Большом Кавказе деформационное утолщение коры в среднем-позднем миоцене не привело к адекватному поднятию территории. Е.В. Артюшков связывает это явление в Карпатах с уплотнением низов коры. Возможно, аналогичный процесс имел место и на Кавказе. С ним же отчасти связано образование Паннонской впадины.

Первую стадию неотектонического развития пояса отличают интенсивные деформации; интенсивная тектоническая расслоенность и связанные с ней большие масштабы латеральных перемещений, в которых участвуют блоки и пластины фундамента; коллизионный вулканизм и гранитообразование. Эти особенности, которые Е.В. Артюшков назвал размягчением литосферы, предполагают воздействие на неё более глубинных (астеносферных) флюидов. С ними может быть связано тектоническое расслоение литосферы по зонам высоких градиентов физических свойств горных пород, обусловившее возможность больших латеральных перемещений. Глубинное воздействие проявилось и в магматизме. По мнению Н.В. Короновского и Л.И. Дёминой, магматические очаги в низах коры и самых верхах мантии Кавказского региона возникли за счёт тепломассопереноса и окисления восстановленных флюидов с более глубоких уровней мантии.

Плиоцен-четвертичные проявления горообразования принципиально отличаются от первой стадии развития орогенического пояса не только большей интенсивностью восходящих движений, но и обширностью вовлечённых в этот процесс территорий, независимо от их тектонической истории. Поднятия охватили всю Центральную Азию и так или иначе проявились в других регионах пояса. Усиление восходящих движений в плиоцен-квартере не связано с ускорением движения плит и усилением коллизионного сжатия. Местами интенсивность сжатия уменьшилась. Так, в Альпах и Западных Карпатах коллизия закончилась ещё в среднем миоцене,

а горы стали расти в плиоцене на фоне уменьшившегося сжатия. На Большом Кавказе рост поднятий ускорился в плиоцен–квартере на фоне уменьшения скорости сжатия, что фиксируется как GPS данными, так и суммированием смещений по активным разломам. Даже там, где сжатие усилилось (Гималаи, Памир, Центральный Тянь-Шань), амплитуды поднятия, связанные с утолщением коры при сжатии, составляют лишь часть общего поднятия поверхности за это время (рис. 95). Так, если в Центральном Тянь-Шане скорости сжатия, полученные по данным о позднечетвертичных смещениях по разломам (~10 мм/год) и результатам GPS измерений (~20 мм/год), распространить на всю фазу усиления горообразования (поздний плиоцен и квартал), то она окажется выше средней скорости сжатия в предыдущие эпохи (2,5–3 мм/год). При такой возросшей скорости сжатия коры связанное с ним изостатическое поднятие оценивается по упомянутым формулам в 340–650 м, т.е. составляет 20 ± 3 % прироста средней высоты горного сооружения на ~2–3 км. Аналогичный расчёт плиоцен–четвертичного прироста высоты Гималаев и Памира дал вклад сжатия не более 40–50 %. Поднимались, хотя и слабее хребтов, большинство межгорных впадин, что также нельзя считать проявлением сжатия. Таким образом, независимо от того, усилилось или ослабело сжатие региона в плиоцен–квартере, с ним можно связать, да и то не везде, лишь часть возрастания скорости восходящих движений. Для остального представляется необходимым привлечение иных факторов.

Гравиметрические и сейсмические данные, содержащиеся в работах М.Е. Артемьева, М.К. Кабана, И. Джименец-Мунта, Л.П. Винника, А.А. Лукка, В.И. Макарова, Ли Живея и их соавторов, указывают на пониженные плотности пород верхов мантии под высочайшими горными системами Центральной Азии (Гималаи, Тибет, Куньлунь, Памир-Гиндукуш-Каракорумский регион, Центральный и Восточный Тянь-Шань). По расчётам Е.В. Артюшкова, основанным на обнаружении изостатических аномалий до –150 мгал под Тянь-Шанем, такое разуплотнение могло обеспечить поднятие поверхности на ≥ 1.1 км, возможно, ≥ 1.5 км. М.К. Кабан отметил признаки разуплотнения в гравитационном поле Малого Кавказа. Понижение скоростей сейсмических волн, связанное с подъёмом астеносферы, выявлено Е.В. Артюшковым и его соавторами под Восточными Карпатами.

Вторым фактором усиления роста гор могло быть разуплотнение пород вблизи границы «кора – мантия» в результате ретроградного метаморфизма при воздействии охлаждённых глубинных флюидов. Предполагается, что эти породы корового происхождения и преимущественно базальтового состава были высоко метаморфизованы на более ранних стадиях диастрофизма, достигнув мантийных плотностей, а во вторую стадию новейшего горообразования, при ретроградном метаморфизме, их плотность вновь приблизилась к коровой. Возможность действия такого механизма была впервые установлена в Центральном Тянь-Шане, где геофизически определённая мощность коры превосходит её расчётную мощность, обусловленную новейшим деформационным утолщением [Трифонов и др., 2008]. Это можно рассматривать как наращивание коры разуплотнёнными породами, прежде имевшими мантийную плотность (см. параграф 3.3.1.2).

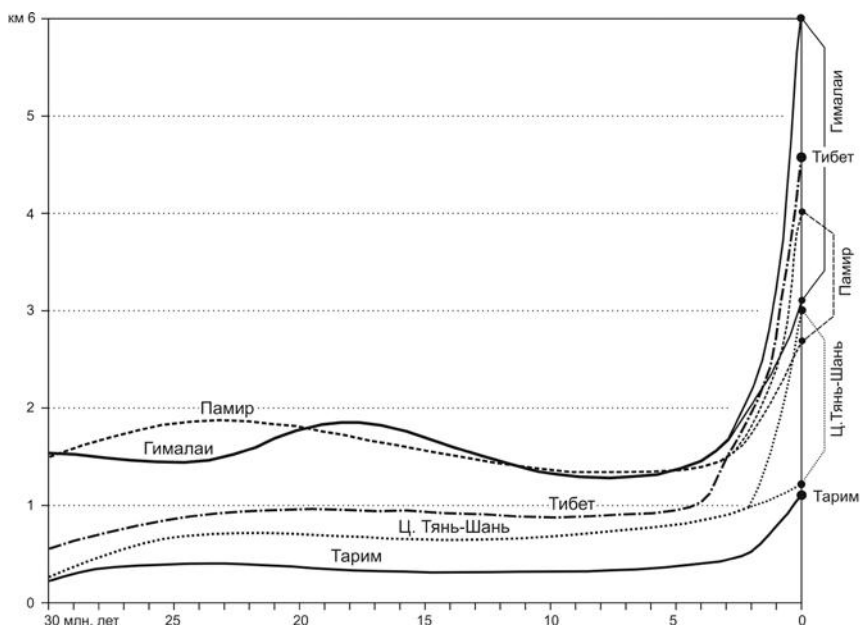


Рис. 95. Ускорение роста горных сооружений Центральной Азии в плиоцен–квартере. Для Гималаев, Памира и Центрального Тянь-Шаня наряду с наблюдаемыми значениями высоты представлены меньшие расчётные значения, показывающие, какой высоты достигло бы плиоцен-четвертичное поднятие только из-за усиления сжатия

4.2.3.2. Сейсмотомографические данные

На обеих стадиях новейшего горообразования в Альпийско-Гималайском поясе обнаруживаются признаки, указывающие на мантийные процессы как источник вертикальных движений, приводящих к горообразованию. Чтобы оценить характер и структурообразующую роль этих процессов, С.Ю. Соколов проанализировал сейсмотомографические данные [Соколов, Трифонов, 2012]. Аномалии скоростей сейсмических волн (отклонения от среднестатистических значений, характерных для этих глубин), по которым выделяются «горячие» (восходящие) и «холодные» (нисходящие) потоки мантийного вещества, лишь в астеносфере и отдельных участках субдуцирующих слэбов достигают процентов. В других частях мантии они меньше, и значимыми считаются отклонения на 0.25 % для V_p и 0.5 % для поперечных волн V_s , т.е. 0.02–0.06 км/с.

Анализ сейсмотомографических данных по северо-востоку Азии [Жао и др., 2010] показал, что результаты обработки данных глобальной сети станций, хотя и обладают худшим разрешением по сравнению с результатами обработки данных региональных сетей, но дают в принципе сходную картину. Поэтому для изучения Эфиопско-Афарского суперплюма и Альпийско-Гималайского пояса были использованы сейсмотомографические материалы, полученные на основе глобальной сейсмической сети [Grand et al., 1997; Van der Hilst et al., 1997; Becker, Boschi, 2002]. При интерпретации этих материалов принималось во внимание их более низкое пространственное разрешение по сравнению с региональными моделями. Так, оно не позволяло разграничить литосферу и астеносферу. Для этого приходилось привлекать другие геофизических данные и, опираясь на них, интерпретировать, например, пониженные усреднённые скорости сейсмических волн под континентами на глубинах до 100 км как повышение кровли астеносферы.

На основе указанных материалов были построены сейсмотомографические профили (рис. 96, 97), показанные на картах вариаций V_p и V_s в поверхностном слое мощностью 100 км. Для характеристики распределения аномальных значений V_p и V_s использовались их отклонения от среднего значения для данного слоя в процентах. Повышенными считались значения dV_p от 0.25 до 0.8 % и dV_s от 0.5 до 2.0 %, а сильно повышенными – $dV_p > 0.8$ % и $dV_s > 2.0$ %.

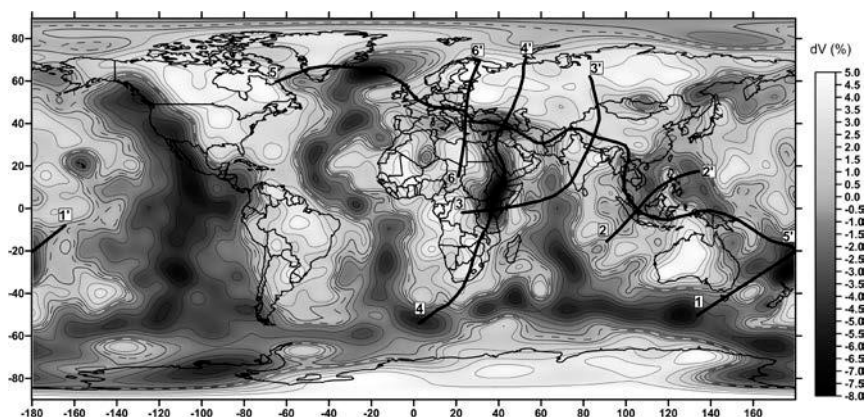


Рис. 96. Глобальная схема распределения dV_s на глубинах 100 км [Соколов, Трифонов, 2012]. Составил С.Ю. Соколов по данным [Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997; Van der Hilst, 1997]. Показаны линии профилей, рис. 86, 98–100. Контуры проведены через 1 % для S-волн, пунктир показывает нулевые значения

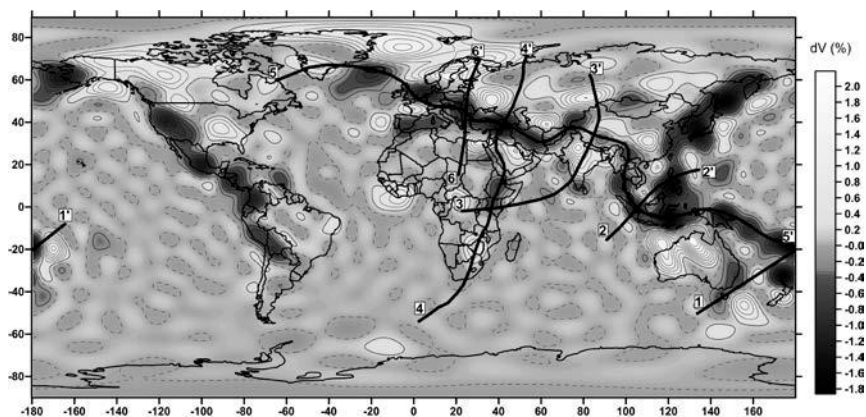


Рис. 97. Глобальная схема распределения dV_p на глубинах 100 км [Соколов, Трифонов, 2012]. Составил С.Ю. Соколов по данным [Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997; Van der Hilst, 1997]. Показаны линии профилей, рис. 86, 98–100. Контуры проведены через 1 % для S-волн, пунктир показывает нулевые значения

Характерной особенностью этих карт является четкая выраженность системы срединно-океанических хребтов в поле V_s (есть

два исключения – хребет Книповича и участок Африкано-Антарктического хребта рядом с плато Кергелен) и практически полное ее отсутствие в поле V_p , но в последнем отчётливо выражены особенности коллизионных поясов Земли и, в частности, с Альпийско-Гималайского.

Профили 1–1' через дугу Тонго–Кермадек и 2–2' под Андамано-Индонезийской дугой характеризуют юго-восточную часть Альпийско-Гималайского пояса, где субдукция продолжается до сих пор. Эти профили показывают, что зоны повышенных и сильно повышенных dVs , соответствующие сейсмофокальным зонам, переходят на глубинах 400–800 км в горизонтальные высокоскоростные линзы, аналогичные BMW (см. рис. 86), выявленным на северо-восточной активной окраине Азии [Жао и др., 2010].

Иное строение мантии обнаруживается на профилях, пересекающих горную часть пояса. Принципиальными являются профили через рифтовую систему Восточной Африки и Аравийско-Иранский сегмент Альпийско-Гималайского пояса (рис. 98, профили 4–4'). На профиле dVs видны сравнительно тонкие (до глубин ~200 км) верхнемантийные линзы сильно пониженных значений: непротяжённая в районе о-ва Буве и протяжённая под Восточно-Африканской рифтовой системой и Красноморским рифтом до Южной Аравии. Эта северная линза продолжается на север до Большого Кавказа, характеризуясь пониженными величинами dVs . Ниже линзы прослеживается широкая полоса слабо пониженных и участками пониженных значений dVs , достигающая низов мантии. В своей верхней части она охватывает территорию от Малави до Красного моря, но будучи наклонённой на юг, на нижнемантийном уровне оказывается под Южной Африкой. Именно эта структура рассматривается как Эфиопско-Афарский суперплюм. Верхи мантии Африканской и Евразийской плит отличаются повышенными значениями dVs . Характерен низкоскоростной клин, погружающийся от Скифской платформы под Большой Кавказ. Там он выполаживается и прослеживается до Малого Кавказа, постепенно теряя свою обособленность.

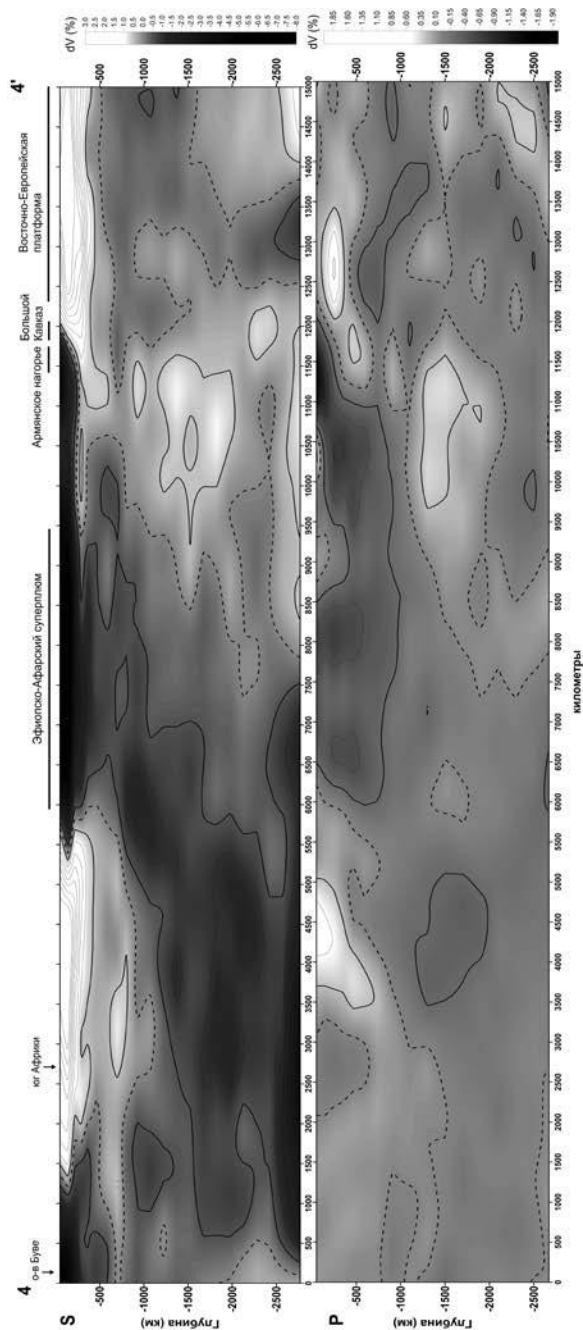


Рис. 98. Сейсмотомографические профили dV_s и dV_p по линии 4–4' (от о-ва Буве через Африканскую платформу, Эфиопско-Аравийский суперплот, Аравийскую плиту и Кавказ до Восточно-Европейской платформы) [Соколов, Трифонов, 2012]. Составил С.Ю. Соколов сечением данных глобальной объемной модели NGRAND и NWE97P [Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997; Van der Hilst, 1997]. Контуры проведены через 0.5 % для S-волн и 0.25 % для P-волн, пункт показывает нулевые значения

На профиле dVp Эфиопско-Афарский суперплюм выражен такой же наклонённой на юг широкой полосой пониженных значений, но в верхней мантии она охватывает глубины до 600–800 км на всём протяжении от Малави до Малого Кавказа, а её участки под Кенийским рифтом, районом Афара и Армянским вулканическим нагорьем выделяются сильно пониженными величинами dVp . Лишь под Большим Кавказом толщина полосы резко сокращается, и она ограничивается снизу высокоскоростным клином, погружающимся от Скифской платформы. Верхняя мантия Южной Африки и Восточно-Европейской платформы характеризуется слабо повышенными и средними значениями dVp .

На профиле от Кении через Индийский океан и Тибетско-Гималайский сегмент пояса (рис. 99, профили 3–3'), на глубинах до 100–300 км выявлен слой сильно повышенных dVs , который протягивается от Гималаев до северного края Тянь-Шаня и продолжается в виде высокоскоростного слоя под Индийскую платформу и Казахстанско-Западносибирский сегмент Евразийской плиты. Под югом Тибета (район сутуры Неотетиса – зоны Инда – Цангпо) высокоскоростной слой утолщается до 400 км. Ниже, на глубинах 600–700 км, обособляется ещё одна субгоризонтальная высокоскоростная линза. Возможно, часть утолщённого верхнего высокоскоростного слоя и эта линза являются преобразованными реликтами неотетического слэба, выположенного на глубине. На профиле dVp подобная высокоскоростная линза прослеживается почти от южного края Индийской платформы до северного края Тибета на глубинах 100–300 км, причём максимальная мощность слоя и наибольшие значения dVp также зафиксированы под югом Тибета. Севернее усреднённые значения dVp в верхах мантии понижаются до средних, и ещё одна линза с высокоскоростными значениями появляется на юге Западной Сибири.

Ниже высокоскоростного слоя выделяется область пониженных значений dVp . Она имеет форму узкой (400–500 км) линзы под Индийской платформой, почти редуцируется под югом Тибета и раздувается до глубин 300–800 км под Высокой Азией (от Тибета до Тянь-Шаня), где участками достигает сильно пониженных значений. Под этой утолщённой линзой, в нижней мантии, нечётко обособляется фрагментированная зона слабо пониженных значений dVp , наклонённая на юго-запад.

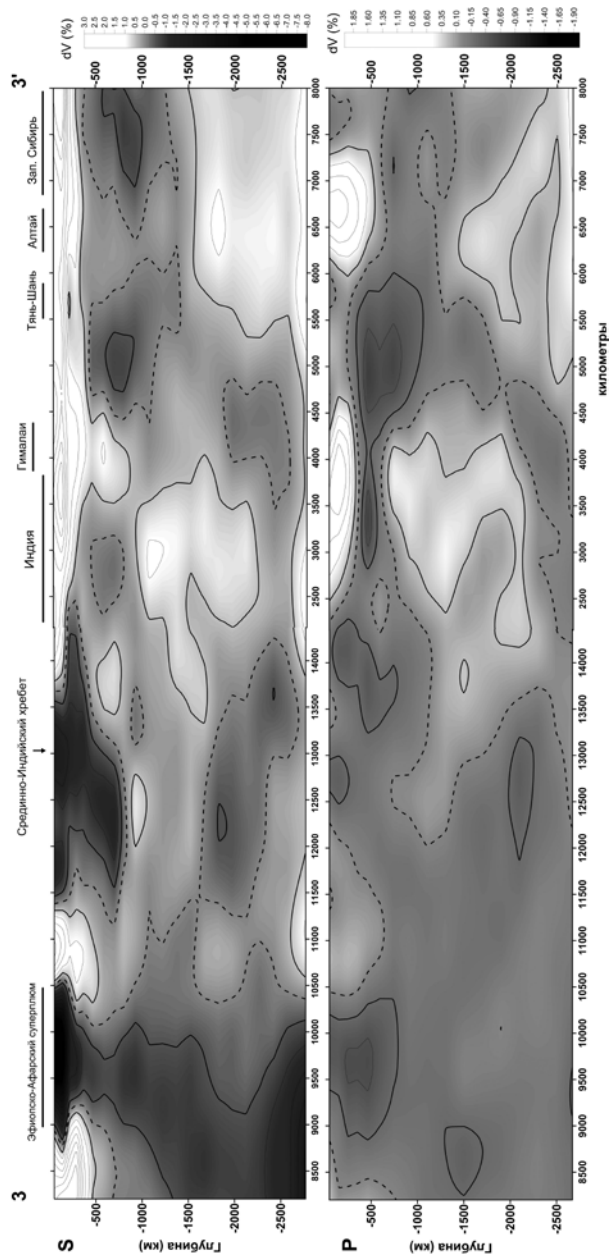


Рис. 99. Сейсмотомографические профили dV_s и dV_p по линии 3–3' (от Кении через Срединно-индийский хребет, Индийскую платформу и Высокую Азию до Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы) [Соколов, Трифионов, 2012]. Составил С.Ю. Соколов сечением данных глобальной объемной модели NGRAND и NW'E97P [Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997; Van der Hilst, 1997]. Контуры проведены через 0.5 % для S-волн и 0.25 % для P-волн, пунктир показывает нулевые значения.

На профиле dVs описанные черты читаются хуже: в верхней мантии фиксируется область слабо пониженных значений под Высокой Азией, а нижнемантийная наклонная зона отмечена средними величинами dVs на фоне слабо повышенных значений под соседними территориями.

Поперечные разрезы дополняют профили 5–5' вдоль оси Альпийско-Гималайского пояса, протягивающиеся от дуги Тонго-Кермадек через задуговые бассейны Андамано-Индонезийской дуги, Тибет, Памир, Афганистан, Иран и Малый Кавказ на Анатолию и Карпаты и далее через герциниды Западной Европы до Исландии (рис. 100). Для понимания глубинного строения пояса эти профили важны по двум причинам.

Во-первых, они позволяют видеть структуры, выделенные на поперечных профилях, в другом ракурсе. Так, на продольных профилях подтверждается переход слэба дуги Тонго-Кермадек в субгоризонтальную зону повышенных Vp и Vs на глубинах 600–800 км. На профиле dVs её дополняют субгоризонтальные высокоскоростные линзы на глубинах ~100–200 и 350–500 км на западной окраине Тихого океана и на глубинах до ~200 км между дугой Папуа–Новой Гвинеи и восточным флангом Андамано-Индонезийской дуги. Выявленное на поперечном профиле 3–3' двухъярусное строение верхней мантии Тибета (вверху повышенные и внизу пониженные значения Vp) подтверждается на продольном профиле, где видно, что эта особенность проявлена на всём пространстве от восточного края Тибета до Памиро-Гиндукуша. Западнее, от Афганистана до Карпат, обособляется на глубинах до 200–300 км слой пониженных и сильно пониженных значений dVp , продолжающийся под западно-европейские герциниды. Тот факт, что одни и те же структуры фиксируются и на продольных, и на поперечных профилях, доказывает, что выявленные вариации скоростей не связаны с разной анизотропией распространения сейсмических волн, а отражают реальные неоднородности мантии.

Во-вторых, на профилях 5–5' проявлена поперечная сегментация пояса, известная по соотношениям его позднекайнозойских коровых структур. Сегментация лучше выражена на профиле dVp , причём различия сегментов прослеживаются на всю глубину верхней мантии.

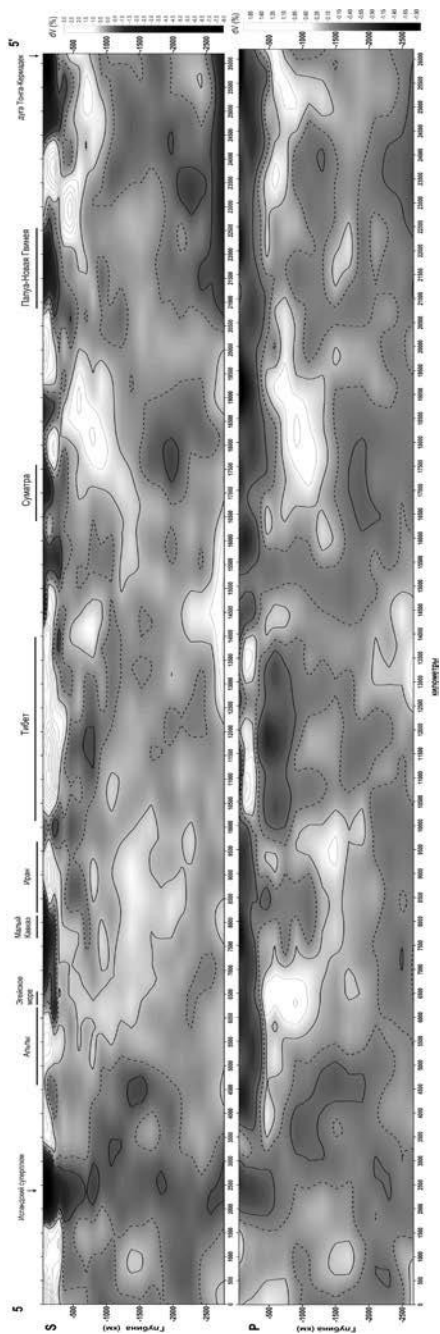


Рис. 100. Сейсмотомографические профили dV_s и dV_p по линии 5–5' (вдоль Альпийско-Гималайского пояса от дуги Тонго–Кермадек через Индонезийский задуговой бассейн, Тибет, Памир, Малый Кавказ, Анатолию, Карпаты, западноевропейские герциниды до Исландии) [Соколов, Трифонов, 2012]. Составил С.Ю. Соколов сечением данных глобальной объемной модели NGRAND и HWE97P [Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997; Van der Hilst, 1997]. Контуры проведены через 0.5 % для S-волн и 0.25 % для P-волн, пунктир показывает нулевые значения.

Граница юго-восточного «островодужного» и тибетского типов разрезов примерно совпадает с зоной нарушений 105° в.д. между соответствующими сегментами пояса, а граница тибетского и ирано-кавказского типов разрезов – с Дарваз-Чаманской зоной разломов между Памиро-Гималайским и Аравийско-Иранским сегментами. Различия сегментов связаны с их разной кайнозойской историей. Если в Индонезийском сегменте его островодужная структура сохраняется до сих пор, то в Памиро-Гималайском сегменте последние реликты Неотетиса закрылись в олигоцене. С конца эоцена до среднего миоцена закрылись реликты Неотетиса и его задуговых бассейнов в Аравийско-Иранском сегменте. Соответственно, развитие субдукции и связанных с ней мантийных клиньев сменилось в обоих сегментах коллизией литосферных плит Евразии и гондванского ряда. При этом интенсивность горообразовательных вертикальных движений в этих сегментах была различной. Наконец, западная часть пояса, Альпийская Европа, отличается своеобразным сочетанием роста гор и образования новых впадин.

На профилях 5–5' видна также Исландская верхнемантийная область пониженных скоростей сейсмических волн. Она продолжается в нижнюю мантию, где скоростной контраст области с окружающей мантией уменьшается. Эта низкоскоростная область интерпретируется как Исландский суперплюм. Несмотря на указанные неопределённости, намечается наклон оси области пониженных скоростей на юго-восток до глубин ~ 1500 км.

4.2.3.3. Сопоставление данных и модель неотектонического развития Альпийско-Гималайского пояса

На глубинах до 100 км V_s понижены почти под всеми океанскими вулканическими зонами спрединга и прилегающими областями мирового океана (см. рис. 96). Особенно низкие скорости фиксируются в областях Эфиопско-Афарского и Исландского суперплюмов, а также в некоторых участках Центральной и Южной Пацифики. Пониженные значения V_s отмечаются в краевых морях (между Андамано-Индонезийской и Марианской дугами, в районе дуги Тонго – Кермадек и в Охотском море), а также на западе Аравийском плиты и в Кавказском регионе. Под континентами V_s повышены, поскольку поверхность астеносферы там находится ниже.

Под более западными, горными сегментами пояса выявлен подлитосферный верхнемантийный слой с пониженными скоростями сейсмических волн (горячий и менее плотный), распространяющийся под весь горный пояс от Эфиопско-Афарского суперплюма – области пониженных скоростей сейсмических волн, прослеженной от низов мантии. В Аравийско-Кавказском сегменте пояса этот слой непосредственно подстилает литосферу мощностью ≤ 100 км, распространяясь на всю глубину верхней мантии и утоняясь под Большим Кавказом. Лучше он выражен на профиле dV_p (см. рис. 98). Тот же слой прослеживается и на профиле 3–3' (см. рис. 99). Там его реликты непосредственно подстилают тонкую литосферу Индийского океана, но севернее над ними находится линза с повышенными значениями dV_p , соответствующая утолщённой литосфере Индийской плиты и Высокой Азии. Наибольшее утолщение (до 400 км на профиле dV_s) имеет место под Южным Тибетом. Это утолщение и расположенная под слоем с пониженными значениями сейсмических скоростей линза слабо повышенных значений V_s на глубинах ~ 600 км могут быть реликтами субдуцировавшего слэба Неотетиса, переходившего на глубине в BMW. Под Высокой Азией в нижней мантии выделяется полоса слабо пониженных значений dV_p , которая, как и Эфиопско-Афарский суперплюм, наклонена на юго-запад. Возможно, она представляет собой реликт ранее существовавшего плюма.

Эфиопско-Афарский суперплюм, выраженный пониженными скоростями сейсмических волн, интерпретируется как поток глубинного вещества и энергии, восходящий от низов мантии до земной поверхности. В современной структуре он образует протяжённую субмеридиональную зону, охватывающую весь пояс вулканических рифтов Восточной Африки до широты южной оконечности Мадагаскара. Мы предполагаем, что суперплюм занимал более или менее стационарное положение с конца палеозоя. С зарождением океана Тетис в позднем палеозое части перемещавшейся Гондваны, оказывавшиеся в разное время над суперплюмом, испытывали рифтинг, перераставший в спрединг. Поток разогретого и обогащённого астеносферного вещества от суперплюма направлял движение отделявшихся гондванских фрагментов на северо-восток к Евразии. Там океанская литосфера Тетиса субдуцировала, причём субдуцировавшие слэбы, вероятно, переходили в BMW подобно тому, как это происходит сейчас в Индонезийском сегменте пояса.

Реликты области такого перехода сохранились под Южным Тибетом. Континентальные фрагменты Гондваны не могли субдुцировать из-за своей пониженной плотности и причленились к Евразии, в результате чего зоны субдукции перемещались к их тыловым частям. Так на месте будущего Альпийско-Гималайского пояса возникла серия микроплит, разделённых сутурами, аккреционными телами, проявлениями магматизма разных стадий развития Тетиса.

На север, в пределы Аравийско-Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса, подлитосферный поток смог проникнуть лишь после того, как в конце эоцена и олигоцене завершилась субдукция реликтов Тетиса на южной окраине пояса. Возникшая коллизия плит замедлила их сближение, и поток стал распространяться под северные окраины бывшего Неотетиса, постепенно охватив весь будущий горный пояс. Поток деформировал подошву литосферы плиты. В участках локальной декомпрессии возникали магматические очаги, которые в геодинамических условиях, подходящих для образования и функционирования выводящих каналов, проявлялись вулканическими извержениями. О распространении потока в Аравийско-Кавказском регионе можно судить по омоложению возраста вулканических извержений с юга на север (см. параграф 3.3.2.3). Поскольку очаги поддерживались подлитосферным потоком, они могли долго извергать вулканический материал в одних и тех же местах. Толщина подлитосферного слоя пониженных скоростей резко утоняется под Большим Кавказом. Утонение могло быть связано с тем, что до среднего миоцена кавказские прогибы Паратетиса пододвигались под Малый Кавказ [Большой Кавказ..., 2007], и субдукция препятствовала проникновению подлитосферного потока к северу.

«Горячий» подлитосферный поток переработал верхнюю мантию Альпийско-Гималайского пояса. Это выразилось в пониженных усреднённых V_p верхов мантии под всеми горными системами пояса, кроме части Гималайско-Тибетского региона (см. рис. 97, 100). Понижение средних скоростей можно интерпретировать как утонение литосферы за счёт астеносферы и/или разуплотнение литосферной мантии и низов коры под воздействием астеносферы. Под Высокой Азией, где литосфера была наиболее утолщена кайнозойскими деформациями, над слоем пониженных V_p сохранился высокоскоростной слой мощностью до 300 км. В процессе движения подлитосферный поток обогащался водными флюидами, про-

исходившими из прежних субдуцированных слэбов и BMW. Активизированная таким образом астеносфера Альпийско-Гималайского пояса или её флюиды, проникавшие в литосферу, инициировали ряд геологических процессов. Так, воздействия активной астеносферы и её флюидов спровоцировали формирование внутрилитосферных, в том числе коровых, магматических очагов [Летников, 2003], выразившихся, в частности, в гранитообразовании, особенно интенсивном в Памиро-Гималайском сегменте пояса. Эти воздействия вызвали также размягчение литосферы, что привело к её интенсивным деформациям, тектоническому расслоению и большим латеральным перемещениям, результировавшимися в формировании деформационных поднятий.

Крупномасштабные деформации коровых масс с олигоцена до начала плиоцена, сопровождавшиеся их метаморфизмом и коровым магматизмом, привели к гомогенизации и консолидации земной коры в тех областях пояса, где этого не произошло раньше, подготовив вторую, плиоцен-четвертичную стадию неотектонического развития. Консолидация коры выразилась на этой стадии прекращением крупномасштабного гранитообразования, локализацией вулканизма в ограниченных зонах, нередко связанных со сдвигами, а также тем, что сдвиги стали ведущей формой реализации поперечного сокращения пояса, тогда как складчатонадвиговые деформации сконцентрировались во впадинах с мощным осадочным чехлом (Субгималаи, Афгано-Таджикская депрессия, предгорья Тавра, Низкий Загрос, периклинали Кавказа).

Под консолидированной корой тектонически расслоенная и деструктированная предшествовавшими деформациями литосферная мантия стала частично замещаться менее плотной астеносферой [Артюшков, 1993], что резко усилило рост горных поднятий. На это указывают пониженные скорости сейсмических волн под многими горными системами. В присутствии флюидов резко ускорились фазовые трансформации минералов, в частности, в метабазах низов коры и сохранившихся в литосфере реликтах слэбов океанской коры, что способствовало разуплотнению нижнекоровых масс в результате ретроградного метаморфизма при воздействии охлаждённых к плиоцену астеносферных флюидов [Трифонов и др., 2008]. Это явилось вторым фактором усиления роста гор, который, вероятно, стал ведущим в поднятии Большого Кавказа и Западного Тянь-Шаня. Под оба горных сооружения подлитосфер-

ный поток проник лишь в конце миоцена – начале плиоцена после закрытия обрамлявших их с юга прогибов. Поэтому его воздействие не дошло до замещения литосферной мантии, но под консолидированной ещё в палеозое корой оказалось достаточным для метаморфического разуплотнения высокометаморфизованных пород корового происхождения в основании коры.

4.3. Тектоника мантийных течений

Первоначальный вариант плейт-тектоники был лишь кинематической моделью, не претендовавшей на объяснение причин движения плит. Вскоре стали предлагаться различные объяснения причин их движения, и дискуссия по этой проблеме продолжается до сих пор. Пытались найти источники движения плит в самом плейт-тектоническом механизме. Так, обсуждались растягивающее воздействие нагнетания магматического материала в зонах спрединга и затягивающее воздействие субдуцируемых частей плит. О.Г. Сорохтин [2007] показал, что они имеют лишь локальное значение и не могут обеспечить движение плит в целом. Д. Форсайт и С. Уеда предложили в качестве общего источника их движения механизм общемантийной тепловой конвекции, а Е.В. Артюшков и О.Г. Сорохтин аргументировали большую эффективность химикоплотностной конвекции, связанной с дифференциацией мантии и пополнением внешнего ядра её железистыми компонентами.

С появлением глобальных сейсмотомографических данных о строении мантии и по мере их накопления обсуждение мантийной конвекции стало более конкретным. Был выделен переходный слой между верхней и нижней мантией (см. параграф 4.1.1). Скачки скоростей сейсмических волн на его верхней (~410 км) и нижней (~670–680 км) границах столь велики, что могут происходить лишь при фазовых минеральных преобразованиях мантийного вещества. Эти переходы, экзо- и эндотермические, при некоторых задаваемых параметрах системы делают общемантийную тепловую конвекцию невозможной, с чем согласуются представления некоторых учёных, например У. Хамильтона и А.В. Иванова, об отсутствии существенного обмена веществом между нижней и верхней мантией. Но О.Г. Сорохтин [2007] привёл убедительные соображения в пользу общемантийной химико-тепловой плотностной конвекции, в частности, о достаточно высоких скоростях конвективных тече-

ний, при которых минеральные преобразования не прерывают их и проявляются лишь в поднятии или погружении границ переходного слоя на величину до ~20 км. Сейчас наиболее весомыми выглядят доводы в пользу сочетания воздействий на литосферу общемантийной и верхнемантийной конвекции [Коваленко и др., 2009].

В первоначальных вариантах плейт-тектонической теории предполагалось, что зоны спрединга представляют восходящие ветви мантийной конвекции, а зоны субдукции – её нисходящие ветви, выраженные до глубин ~650 км мантийными сейсмофокальными зонами. Сейсмотомографические исследования подтвердили, что некоторые слэбы продолжают в нижнюю мантию, но это оказалось далеко не универсальным, поскольку большинство слэбов переходят на уровне переходного слоя в субгоризонтальные зоны – большие мантийные клинья (BMW) (см. параграф 4.1.1). Вместе с тем, стало очевидным, что зоны спрединга не могут быть прямым отражением восходящих ветвей конвекции. Это наглядно демонстрирует пример Африканской плиты. Обрамляющие её с запада и востока зоны спрединга местами параллельны. Поскольку в ходе их развития происходит наращивание Африканской плиты, а компенсирующие области поглощения литосферного вещества внутри плиты отсутствуют, расстояние между зонами спрединга увеличивается, т.е. либо одна из них, либо обе изменяют своё положение на сфере и, соответственно, относительно восходящих ветвей конвекции. В итоге было признано, что о согласованности движения литосферных плит ветвям мантийной конвекции, положения зон спрединга и субдукции относительно них можно говорить лишь в самом общем виде, и полного соответствия между ними нет.

В первоначальном варианте плейт-тектонической теории астеносфере отводилась роль нижней границы движущихся литосферных плит. Некоторые учёные, например, Х. Тибо, считают астеносферу только продуктом фазовых преобразований, связанных с изменением температуры (Т) и давления (Р) с глубиной. Согласно этой точке зрения, астеносфера появляется в разрезах верхней мантии на глубине ~100 км под всеми континентами и не имеет тектонически предопределённой специфики. Но большинство исследователей, не отрицая РТ предопределённости астеносферы, отмечают её гетерогенность и разновысотность верхней границы, коррелируемые с её расположением под разными крупными структурами континентальной литосферы. По мнению Ф.А.Летникова,

связь литосферных плит с астеносферой доказывается обратными отношениями мощностей гранитогнейсового слоя и истощенной литосферной мантии с глубиной залегания и мощностью астеносферы. Эта точка зрения допускает не только совместное движение астеносферы и литосферы, но и геодинамическое воздействие первой на вторую. А.С. Монин, О.Г. Сорохтин и В.П. Трубицин рассматривают астеносферные течения как элементы общемантийной конвекции, а Н.Л. Добрецов, В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк, О.А. Богатилов и Л.И. Лобковский – как результат её интерференции с конвективными ячейками на уровне верхней мантии.

Работы по сейсмической томографии показали, что зоны пониженных скоростей сейсмических волн, прослеживаемые на всю глубину мантии и интерпретируемые как восходящие потоки мантийного вещества, находятся, как правило, не под зонами спрединга или вблизи них, а в других местах, где охватывают обширные, но, тем не менее, ограниченные объёмы вещества, получившие название мантийных плюмов. Это понятие ввёл в геологический обиход У. Морган для обозначения струй вещества и тепла, восходящих из нижней мантии, проплавливающих литосферные плиты и проявляющихся на поверхности вулканизмом («горячими точками»). Идея плюмов как источников внутриплитного магматизма получила признание геологов, причём под ними стали понимать объёмы горячего вещества, восходящие с разных глубин мантии, в том числе от её переходного слоя или от тех или иных уровней верхней мантии. Чтобы отличить потоки, прослеживаемые от низов мантии, их следует называть суперплюмами. Одним из них является Эфиопско-Афарский суперплюм.

Представленный в предыдущих разделах обзор мезозойско-кайнозойского развития Тетиса и Альпийско-Гималайского орогенического пояса привёл к выводу, что от Эфиопско-Афарского суперплюма распространялись латеральные верхнемантийные потоки, которые из-за вязкого трения на границе астеносферы и литосферы перемещали литосферные плиты. В условиях коллизии плит, замедлившей их сближение после закрытия Тетиса, потоки распространились под его северную окраину. Обогащение потоков флюидами за счёт переработки реликтов BMW в переходном слое мантии стало причиной активного воздействия астеносферы на литосферу, которое в конечном счёте усилило вертикальные движения и привело к образованию современных горных систем. В других

орогенических поясах Земли также отмечено усиление восходящих движений в плиоцен-квартере (см. параграф 4.2.3). Чтобы понять, насколько применима к другим регионам предложенная модель, рассмотрим современные обоснования восходящих, латеральных и нисходящих ветвей мантийной конвекции.

Имеющиеся геохимические данные не содержат признаков магмообразования глубже 700 км. Это не доказывает, что материал не может поступать с больших глубин, и означает лишь, что, если он поступает, то теряет метки прежней глубинности в результате переработки. Поэтому единственным источником сведений о течении вещества в нижней мантии могут служить данные сейсмической томографии. С их помощью, помимо Эфиопско-Афарского, выявлено ещё несколько суперплюмов, прослеживаемых от низов мантии. Крупнейшим из них является меридионально вытянутый Тихоокеанский суперплюм, разделяющийся кверху на несколько струй (рис. 101).

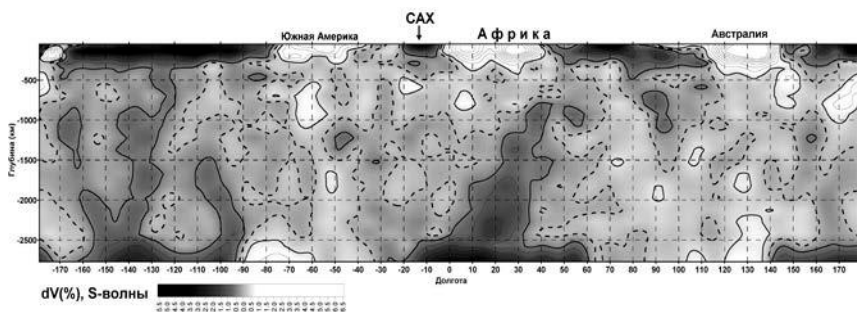


Рис. 101. Сейсмотомографический разрез мантии по S-волнам вдоль 22° ю.ш. [Трифонов, Соколов, 2015]. Слева – «ветвистый» Тихоокеанский суперплюм, а в центре – Эфиопско-Афарский. От обоих суперплюмов на уровне верхней мантии распространяются латеральные потоки.

Составил С.Ю. Соколов сечением данных глобальной объемной модели NGRAND [Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997]. Контуры проведены через 0.5 %, пунктир показывает нулевые значения.

Он не достигает литосферы, переходя в верхнемантийные потоки, распространяющиеся на восток до зон спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия. Меньший по площади восходящий

поток проектируется на район островов Зелёного мыса западнее Африки (рис. 102).

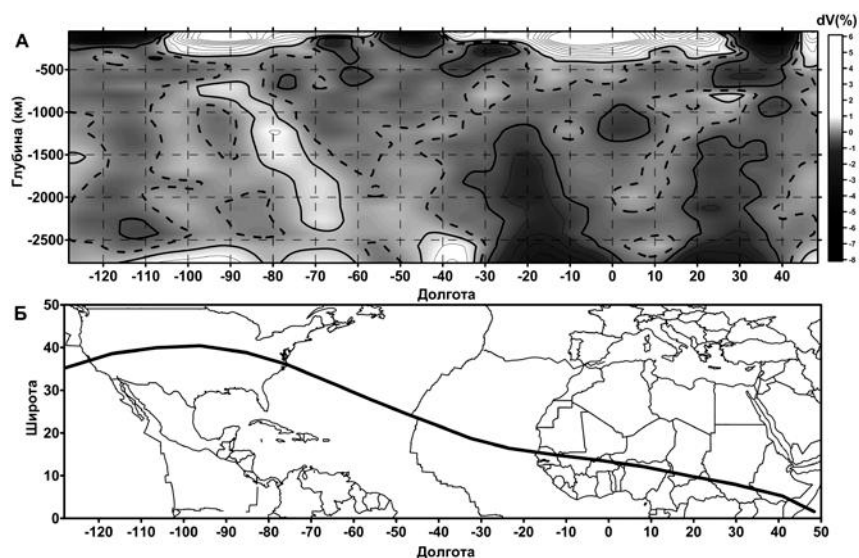


Рис. 102. Сейсмотомографический разрез мантии (А) по S-волнам через Центральную Африку, Атлантику и Северную Америку [Трифонов, Соколов, 2015]. Справа – Эфиопско-Афарский суперплюм. В центре – суперплюм под островами Зелёного мыса, от которого под Атлантику распространяется верхнемантийный поток; слева вверху – верхнемантийный поток под западом Северной Америки, распространившийся от Тихоокеанского суперплюма. Б – положение профиля.

Составил С.Ю. Соколов сечением данных глобальной объемной модели NGRAND [Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997]. Контурсы проведены через 0.5 %, пунктир показывает нулевые значения, утолщённые сплошные изолинии – пределы ± 0.5 %.

Он также теряет свою обособленность в верхней мантии, переходя в латеральный поток, который распространяется на запад и достигает рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта. На севере Атлантики выделен суперплюм, наклонённый на восток и достигающий поверхности в районе Исландии (рис. 103). Кроме этих и немногих других подобных сквозных структур, менее чётко выраженных пониженными скоростями сейсмических волн, не об-

наружено иных признаков сквозь-мантийных восходящих ветвей конвекции. Мы считаем, что именно обнаруженные суперплюмы служат их проявлениями.

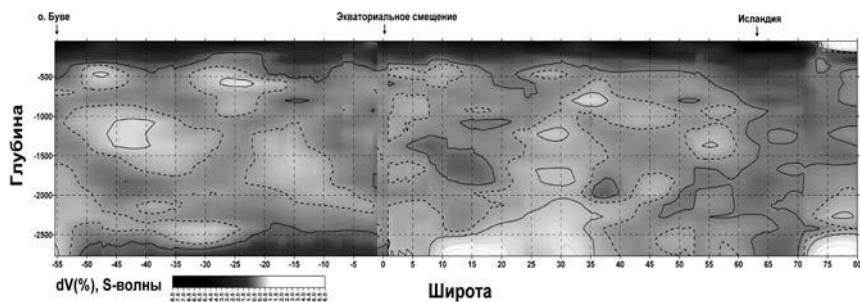


Рис. 103. Сейсмотомографический разрез мантии по S-волнам вдоль Срединно-Атлантического хребта [Трифонов, Соколов, 2015]. Справа выделяется Исландский суперплюм. Под другими частями хребта область с пониженными скоростями сейсмических волн, охватывающая низы литосферы и верхи подлитосферной мантии, вырождается на глубинах до 200–300 км.

Составил С.Ю. Соколов сечением данных глобальной объемной модели NGRAND [Becker, Boschi, 2002; Grand et al., 1997]. Контуры проведены через 0.5 %, до 1 % через 0.3 %. Пунктир показывает нулевые значения, утолщенные сплошные изолинии – пределы ± 0.3 %

Согласно сейсмотомографическим данным, от суперплюмов распространяются латеральные верхнемантийные потоки. Из-за вязкого трения между астеносферой и литосферой, потоки перемещают литосферные плиты. Расположение зоны спрединга над суперплюмом – скорее исключение, чем правило. На профиле вдоль Срединно-Атлантического хребта выделяется только Исландский суперплюм, тогда как «горячие» области под остальными частями зоны спрединга, отчетливо выраженные на уровне литосферы и верхов астеносферы, исчезают на глубинах до 200–300 км (см. рис. 103). Полученные в последние годы, более детальные данные о распределении скоростей сейсмических волн позволяют существенно повысить нижнюю границу этих «горячих» областей. Зарождение зон спрединга обусловлено неоднородностью литосферы и существованием в ней ослабленных зон. Формирование магматических очагов, извергающих базальты в зонах спрединга,

как правило, не связано с глубинными плюмами, а является вынужденной реакцией на расхождение плит из-за их неравномерного сцепления с движущимся верхнемантийным потоком и вызвано адиобатическим плавлением верхов подлитосферной мантии и литосферы при растяжении. Поэтому эти очаги неглубоки.

Обнаружение перехода большинства зон субдукции северо-востока Азии в субгоризонтальные BMW на уровне переходного слоя мантии привело исследователей к выводу о существовании связанной с ними верхнемантийной конвекции, вызывающей подъём мантийных диапиров и внутриплитный вулканизм [Коваленко и др., 2009; Жао и др., 2010]. Конвективные перемещения верхней мантии могли вызвать деформационное утолщение земной коры края Азиатского континента, которое в сочетании с её разуплотнением под действием флюидов, поступавших из BMW, обусловило поднятие современных горных систем [Артюшков, 2012].

В Альпийско-Гималайском поясе, как показано выше, переработка флюидонасыщенных BMW подлитосферными потоками от Эфиопско-Афарского суперплюма активизировало эти потоки, и их воздействие привело к разуплотнению верхов мантии и низов коры, что вызвало усиление поднятий и горообразование. Эти процессы наиболее ярко проявились в Центральной Азии, где литосфера была особенно сильно утолщена коллизионными деформациями и обогащена реликтами прежней океанской литосферы Тетиса. В Средиземноморской части пояса, где литосфера сохранила значительные неоднородности, поднятие горных хребтов сочеталось с опусканием впадин. Их происхождение связывают с мантийным диапиризмом, который, в свою очередь, также определяет латеральными верхнемантийными потоками.

С ними же могут быть связаны и некоторые частные особенности новейшей тектоники Альпийско-Гималайского пояса, например, более быстрое современное горизонтальное перемещение Анатолийской плиты по сравнению с Аравийской плитой, противоречащее плейт-тектонической модели движения Анатолийской плиты под давлением Аравийской. Растяжение, возникающее между этими плитами, может быть причиной повышенного вулканизма Армянского нагорья (см. параграф 3.3.2.3). С особенностями мантийных течений связаны и внутриконтинентальные мантийные сейсмофокальные зоны типа очагов Гиндукуша и Вранча (см. пара-

графы 3.3.1.2 и 3.3.3.4), также не нашедшие удовлетворительного плейт-тектонического объяснения.

Если учесть, что большинство зон субдукции преобразуются на уровне переходного слоя мантии в BMW, погружение оставшихся порций субдуцируемых слэбов в нижнюю мантию едва ли полностью компенсирует прирост литосферы в зонах спрединга. Вероятно, погружение слэбов дополняется погружением высоко-метаморфизованных и потому уплотнённых фрагментов литосферы под зонами коллизии и древними ядрами континентов. На возможность таких процессов указывают объёмы горных масс со слабо повышенными скоростями сейсмических волн под зонами коллизии и отчасти древними ядрами континентов ниже переходного слоя мантии (см. рис. 98, 99, 101).

Итак, намечается более общая, по сравнению с плейт-тектоникой, тектоническая модель, которая названа тектоникой мантийных течений [Трифонов, Соколов, 2015]. Источником движения плит является течение верхнемантийного вещества в рамках общемантийной конвекции. Её восходящие ветви выражены мантийными суперплюмами, а нисходящие охватывают не только часть субдуцируемых слэбов, но и некоторые области под зонами коллизии и древними континентами. Разрыв и раздвигание плит в одних местах и погружение части литосферы в других происходят из-за различий в скоростях и направлении верхнемантийных потоков и их интерференции, причём траектории подлитосферных течений могут отличаться от траекторий движения плит.

Плейт-тектоника – не единственный результат верхнемантийных течений. Её дополняют тектонические процессы, обусловленные фазовыми минеральными преобразованиями мантийных и коровых пород, развитием BMW и связанной с ними флюидонасыщенностью переходного слоя мантии. Таким образом, тектоническая модель мантийных течений, целиком вмещающая теорию тектоники литосферных плит, вместе с тем, даёт объяснение ряду необъяснённых этой теорией геологических фактов, в частности, усилению вертикальных движений и горообразовательных процессов в плиоцен–квартере.

В создании модели тектоники мантийных течений важную роль сыграло выделение второй стадии новейшего горообразования – эпохи общего возрастания скорости и контраста вертикальных движений. Если первую стадию новейшего горообразования

вполне можно интерпретировать как результат утолщения коры в областях коллизии и внутриплитного сжатия, т.е. в русле общепринятых плейт-тектонических представлений, то во вторую стадию эти проявления сжатия становятся лишь осложнениями более общего наложенного на взаимодействия плит глобального события [Трифонов, 2016]. Его геодинамическое значение невозможно оценить на примере только новейшего горообразования, обрывающегося современным моментом на второй стадии. Необходимо привлечь данные о горообразовательных (орогенных) этапах геологического прошлого, которые хотя и не могут быть изучены с той же детальностью, как новейший этап, но показывают, что последовало за его второй стадией.

Одной из наиболее полных сводок о герцинском орогенном этапе на территории Евразии является работа А.А. Мессаковского [1975], где показана одновозрастность стадий горообразования в разных тектонических зонах и провинциях. Примером развития этого процесса может служить Уральский ороген. В.Н. Пучков [2010] выделяет там «мягкую» и более позднюю «жесткую» коллизию, причём обе они омолаживаются с юга на север. Первые проявления «мягкой» коллизии на юге Урала относятся к фамену, а на севере – к раннему карбону и рассматриваются как коллизия с континентом Магнитогорской островной дуги.

Эти проявления коллизии сходны с теми, что имели место в маастрихте на северном фланге Аравийской плиты (см. параграф 3.3.2.2) и не являются обязательной принадлежностью орогенного этапа. С ним следует сопоставлять эпоху «жесткой» коллизии, связанной с закрытием Палеоуральского океана (смыкание Восточно-Европейского и Казахстанского континентов) и выразившейся образованием бивергентного Уральского орогена с расплющиванием и выжиманием горных масс и гранитообразованием в осевой части и покровно-складчатыми структурами на бортах. В южных сегментах Урала «жесткая» коллизия началась в среднем карбоне (серпуховской век). О её омоложении к северу свидетельствует, по мнению В.Н. Пучкова, изменение возраста осевых гранитных интрузий от позднекаменноугольного до раннепермского. Соответственно изменялось и время завершения формирования орогенных поднятий, которые на севере продолжали развиваться в поздней перми, когда на юге начал формироваться посторогенный пенеплен.

При всех вариациях развития коллизии и связанных с ней субэаральных поднятий выделяется раннепермская эпоха с «пиком» в артинский век, когда горообразовательные процессы получили всеобщее распространение. Синхронная активизация вертикальных движений зафиксирована в разных частях Урало-Монгольского орогенического пояса и в других областях герцинского орогенеза [Моссаковский, 1975]. По-видимому, её следует рассматривать как аналог второй стадии новейшего горообразования. Аналогия со второй стадией усматривается и в возможном возрастании на этой стадии развития Уральского орогена сдвиговых перемещений в ущерб складчато-надвиговому [Пучков, 2010].

Ю.Г. Леонов [1976] выполнил глобальное исследование каледонского орогенного этапа. По его данным, коллизия и, соответственно, рост деформационных поднятий начались в конце силура. Поднятие охватило все каледонские орогены, и его проявления распространились на платформенные территории в эйфельский век. Вероятно, его следует отождествлять со второй стадией каледонского горообразования.

Если исключить орогенические проявления, связанные с эпохами деформаций типа киммерийской (конец средней юры) или ларамийской (граница мела и палеогена), которые хотя и охватили обширные территории, но не получили глобального распространения, четыре глобальных орогенических этапа (новейший, герцинский, каледонский и, вероятно, вендский, продолжавшийся до начала кембрия) занимали в течение последних 560 млн лет $> 30 \%$ геологического времени (рис. 104). Из них, судя по трём последним таким этапам, вторые стадии орогенеза длились $\leq 7 \%$ времени.

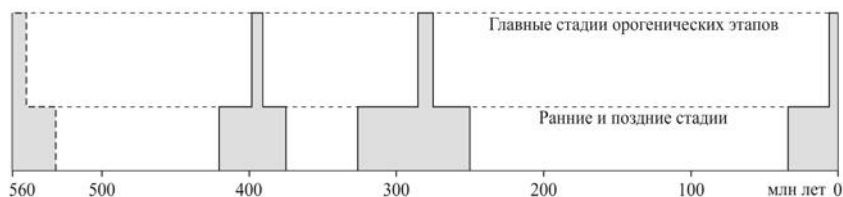


Рис. 104. Хронологическое положение орогенических этапов в фанерозойской истории Земли [Трифонов, 2016]

Наиболее важным представляется то, что вторая фаза герцинского горообразования (нижняя пермь) совпала со временем глобальной перестройки системы движения литосферных плит, возможно, отражающей частичную реорганизацию конвективной системы Земли. Именно тогда возник Тетис и зародился Атлантический океан. Вторая стадия каледонского орогенеза (эйфельский век) также была эпохой частичной перестройки глобальной плейт-тектонической системы. По аналогии с каледонским и герцинским орогенными этапами резонно предположить, что вторая стадия новейшего горообразования также отражает изменения глобальной системы взаимодействия плит и её глубинных источников, масштабы и содержание которых мы пока оценить не можем.

В качестве одной из возможных причин столь радикального изменения и его глобальной синхронности можно назвать закрытие Тетиса. Во все стадии существования на его северо-восточном (в современных координатах) борту развивались зоны субдукции, поглощавшие новообразованную океанскую литосферу. Индийский океан и его Красноморское продолжение, которые стали преемниками Тетиса, лишены таких зон на всём протяжении от Кипрской дуги до Андамано-Индонезийской. В сочетании с распространившейся в позднем кайнозое на восток зоной спрединга хребта Гаккеля это принципиально изменило геодинамику Евразии, что сказалось на глобальном балансе взаимодействия плит. Возможны и другие объяснения. Но общий смысл второй стадии состоит в том, что к этому времени глубинные преобразования настолько изменяют воздействие подлитосферных мантийных течений на литосферу, что прежняя плейт-тектоническая система нарушается. Вторая стадия новейшего горообразования является отражением особого планетарного события, которое изменяло в прошлом и, вероятно, изменит сейчас глобальную систему взаимодействия плит.

Библиографический список

1. Абдрахматов К.Е., Уэлдон Р., Томпсон С., Бурбанк Д., Рубин Ч., Миллер М., Молнар П. Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (Киргизия) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 10. С. 1585–1609.
2. Александровский А.Л. Отражение природной среды в почве // Почвоведение. 1996. № 3. С. 277–287.
3. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 457 с.
4. Артюшков Е.В. Новейшие поднятия земной коры как следствие инфильтрации в литосферу мантийных флюидов // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 6. С. 738–760.
5. Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты – Кавказ – Памир. М.: Наука, 1990. 167 с.
6. Большой Кавказ в альпийскую эпоху / под ред. Ю.Г. Леонова. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
7. Геология и полезные ископаемые Афганистана. Кн. 1. Геология / под ред. В.И. Дронова. М.: Недра, 1980. 535 с.
8. Дмитриева Е.Л., Несмеянов С.А. Млекопитающие и стратиграфия континентальных третичных отложений юго-востока Средней Азии. М.: Наука, 1982. 140 с.
9. Жао Д., Пирайно Ф., Лиу Л. Структура и динамика мантии под Восточной Россией и прилегающими регионами // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1188–1203.
10. Зыкин В.С. Стратиграфия и эволюция природной среды и климата в позднем кайнозое юга Западной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2012. 487 с.
11. Иванова Т.П., Трифонов В.Г. Неотектоника и мантийные землетрясения Памиро-Гиндукушского региона // Геотектоника. 2005. № 1. С. 64–77.
12. Казьмин В.Г., Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Вержбицкая А.И. Кинематика Африкано-Аравийской рифтовой системы // Геотектоника. 1987. № 5. С. 73–83.
13. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатилов О.А. Геодинамическое положение новейшего вулканизма Северной Евразии // Геотектоника. 2009. № 5. С. 3–24.
14. Конн М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2005. 340 с.
15. Конн М.Л., Щерба И.Г. Кавказский бассейн в палеогене // Геотектоника. 1998. № 2. С. 29–50.
16. Леонов Ю.Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М.: Недра, 1976. 192 с.

17. *Летников Ф.А.* Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1262–1269.
18. *Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 250 с.
19. *Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
20. *Макаров В.И., Трифонов В.Г., Шукин Ю.К., Кучай В.П., Кулагин В.Н.* Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 116 с.
21. *Миланкович М.* Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.-Л.: ГОНТИ, 1939. 194 с.
22. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
23. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 280 с.
24. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 297 с.
25. *Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмазов С.У., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Симако В.Г.* Новейшая геодинамика Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 99–105.
26. *Моссаковский А.А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии. М.: Наука, 1975. (Тр. ГИН; Вып. 268).
27. *Николаев Н.И.* Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 492 с.
28. *Никонов А.А.* Голоценовые и современные движения земной коры: Геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы. М.: Наука, 1977. 240 с.
29. Неотектоника, современная геодинамика и сейсмическая опасность Сирии / под ред. В.Г. Трифонов. М.: ГЕОС, 2012. 216 с.
30. Новая глобальная тектоника (тектоника плит) : сб. статей. М.: Мир, 1974. 472 с.
31. *Обручев В.А.* Основные черты кинематики и пластики неотектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 13–24.
32. *Оппенгеймер С.* Изгнание из Эдема. Хроники демографического взрыва. М.: ЭКСМО, 2004. 640 с.
33. *Парфёнов Л.М., Прокопьев А.В., Спектор В.Б.* Рельеф земной поверхности и история его формирования // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / под ред. Л.М. Парфёнова и М.И. Кузьмина. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 12–32.
34. *Пейве А.В.* Геология сегодня и завтра // Природа. 1977. № 6. С. 3–7.

35. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Дизайн-ПолиграфСервис, 2010. 280 с.
36. *Пуцаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С.* Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Геотектоника. 1985. № 5. С. 5–13.
37. *Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю.* Геология мантии Земли. М.: ГЕОС, 2010. 140 с.
38. Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Вып.1: Региональная палеогеография. М.: Наука, 1993. 104 с.
39. *Романюк Т.В.* Позднекайнозойская геодинамическая эволюция центрального сегмента Андийской субдукционной зоны // Геотектоника. 2009. № 4. С. 63–83.
40. *Смирнов В.Н.* Северо-восток Евразии // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / под ред. А.Ф. Грачёва. М.: ОИФЗ РАН/ГЕОН, 2000. С. 120–133.
41. *Соколов С.Ю., Трифонов В.Г.* Роль астеносферы в перемещении и деформации литосферы (Эфипско-Афарский суперплюм и Альпийско-Гималайский пояс) // Геотектоника. 2012. № 3. С. 3–17.
42. *Сорохтин О.Г.* Жизнь Земли. М.-Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2007. 452 с.
43. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования / под ред. Ю.М. Пуцаровского и В.Г. Трифонова. М.: Наука, 1990. 294 с.
44. *Трифонов В.Г.* Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
45. *Трифонов В.Г.* Особенности развития активных разломов // Геотектоника. 1985. № 2. С. 16–26.
46. *Трифонов В.Г.* Неотектоника и современные тектонические концепции // Геотектоника. 1987. № 1. С. 25–38.
47. *Трифонов В.Г.* Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с.
48. *Трифонов В.Г.* Коллизия и горообразование // Геотектоника. 2016. № 1. С. 1–23.
49. *Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А.* Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 2. С.128–145.
50. *Трифонов В.Г., Бачманов Д.М., Говорова Н.Н., Скобелев С.Ф.* Неотектоника Урала (проблемы и решения) // Геотектоника. 2001. № 5. С. 61–75.
51. *Трифонов В.Г., Иванова Т.П., Бачманов Д.М.* Новейшее горообразование в геодинамической эволюции центральной части Альпийско-Гималайского пояса // Геотектоника. 2012. № 5. С. 3–20.

52. *Трифонов В.Г., Караханян А.С.* Динамика Земли и развитие общества. М.: ОГИ, 2008. 436 с.
53. *Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизийного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 250 с.
54. *Трифонов В.Г., Соколов С.Ю.* На пути к постплейт-тектонике // Вестник РАН. 2015. Т. 85, № 7. С. 605–615.
55. *Уломов В.И., Шумилина Л.С.* Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСП-97. Масштаб 1:8000000. Объяснительная записка. М.: ОИФЗ РАН, 1999. 57 с.
56. *Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
57. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
58. *Чедия О.К.* Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 247 с.
59. Четвертичная система. М.: Недра, 1982. 444 с.
60. *Шульц С.С.* Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географиз, 1948. 224 с.
61. *Amirkhanov H.A., Ozherelyev D.V., Sablin M.V., Agadzhanian A.K.* Faunal remains from the Oldovan site of Muhkai II in the North Caucasus: Potential for dating and palaeolandscape reconstruction // Quaternary Intern. 2015. P. 1–9; <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2014.12.061>
62. Archaeoseismology / S.Stiros and R.E.Jones (Eds.) Athens: I.G.M.E. and the British School at Athens, Fitch Lab. Occasional paper 7. Oxford: Oxbow Books, 1996. 268 p.
63. *Artyushkov E.V., Hofmann A.* The Neotectonic crustal uplift on the continents and its possible mechanisms. The case of Southern Africa // Surv. Geophys. 1998. Vol. 15. P. 515–544.
64. *Bassinot F.C., Laberie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y.* The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. Vol. 126. P. 91–108.
65. *Becker T.W., Boschi L.* A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // Geochemistry Geophysics Geosystems G³, 2002, v. 3 (January 10), Paper number 2001GC000168, <http://www.geophysics.harvard.edu/geodyn/tomography/>.
66. *De Grave J., Buslov M.M., Van der Haute H.* Distant effects of India-Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology // J. Asian Earth Sci. 2007. Vol. 29. P. 188–204.
67. *Ding Guoyu.* Active faults in China // A collection of papers of International Symposium on continental seismicity and earthquake prediction (ISCSEP). Beijing: Seismol. Press, 1984. P. 225–242.

68. *Gabunia L., Vekua A., Lordkipanidze D. et al.* Earliest Pleistocene hominid cranial remains from Dmanisi, Republic of Georgia: taxonomy, geological setting, and age // *Science*. 2000. Vol. 288. P. 1019–1025.
69. *Golonka J.* Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic // *Tectonophysics*. 2004. Vol. 381. P. 235–273.
70. *Gordon R.G.* The plate tectonic approximation: Plate nonrigidity, diffuse plate boundaries, and global plate reconstructions // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1998. Vol. 26. P. 615–642.
71. *Grand S.P., van der Hilst R.D., Widiyantoro S.* Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth // *GSA Today*. 1997. Vol. 7. P. 1–7.
72. *Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.C. et al.* The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine ¹⁸O records // *Milankovitch and climate. Understanding the response to astronomical forcing*. D.Reidel Publ. Company. Ser. C. Math. and Phys. Sci. 1984. Vol. 126. Part 1. P. 269–305.
73. *Jacobsen S.D., Demouchy S., Frost J.D., Ballaran T.B., Kung J.* A systematic study of OH in hydrous wadsleite from polarized FTIR spectroscopy and single-crystal X-ray diffraction: Oxygen sites for hydrogen storage in Earth's interior // *Amer. Mineral.* 2005. Vol. 90, No. 1. P. 67–70.
74. *Kozhurin A.I.* Active faulting at the Eurasian, North American and Pacific plates junction // *Tectonophysics*. 2004. Vol. 380. P. 273–285.
75. *Lordkipanidze D., Jashashvili T., Vekua A. et al.* Postcranial evidence from early Homo from Dmanisi, Georgia // *Nature*. 2007. Vol. 449. P. 305–310; doi: 10.1038/nature06134.
76. *de Lumney M.-A., Bardintzeff J.-M., Bienvenu Ph. et al.* Impact probable du volcanisme sur le décès des Hominidés de Dmanisi // *C.R. Palevol*. 2008. N 7. P. 61–79.
77. *McBrearty S., Brooks A.S.* Революция, которой не было. Новая интерпретация истоков поведения человека современного типа // *Journal of human evolution*. 2000. Vol. 39. P. 453–563.
78. *McClusky S., Balassanian S., Barka A. et al.* Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus // *J. Geophys. Res.* 2000. Vol. 105, N B3. P. 5695–5719.
79. *Meghraoui, M., Gomez, F., Sbeinati, R., Van der Woerd, J., Mouty, M., Darkal, A.N., Radwan, Y., Layyous, I., Al Najjar, H., Darawcheh, R., Hijazi, F., Al-Ghazzi, R., Barazangi, M.* Evidence for 830 years of seismic quiescence from palaeoseismology, archaeoseismology and historical seismicity along the Dead Sea fault in Syria. *Earth Planet. Sci. Let.* 2003. Vol. 210. P. 35–52.
80. *Mörner N.-A.* The Fennoscandian uplift and Late Cenozoic Geodynamics: Geological evidence // *GeoJounnal*. 1979. Vol. 3, N 3. P. 287–318.

81. *Ollier, C.D.* Mountain uplift and the Neotectonic period // *Annales of Geophysics*. 2006. Supplement to vol. 49, No. 1. P. 437–450.
82. *Paleoseismology* / J.P. McCalpin (Ed.). Intern. Geophys. Series, Acad. Press. 2009. Vol. 95. 613 p.
83. *Pearson G.W., Stuiver M.* High precision calibration of the radiocarbon time scale, 500-2500 BC // *Radiocarbon*. 1986. Vol. 28. P. 839–862.
84. *Rightmire G.Ph., Lordkipanidze D., Vekua A.* Anatomical descriptions, comparative studies and evolutionary significance of the hominin skulls from Dmanisi, Republic of Georgia // *Journal of Human Evolution*. 2006. Vol. 50. P. 115–141.
85. *Sieh K.E.* Prehistoric large earthquakes by slip on the San Andreas Fault at Pallett Creek, California // *J. Geophys. Res.* 1978. Vol. 83, N B8. P. 3907–3939.
86. *Smyth J.R.* A crystallographic model for hydrous wadsleyite: An ocean in the Earth's interior? // *Amer. Mineral*. 1994. Vol. 79. P. 1021–1025.
87. *Stuiver M., Reimer P.J., Bard E. et al.* INTCAL98 Radiocarbon age calibration 24,000–0 cal. BP // *Radiocarbon*. 1998. Vol. 40. P. 1041–1083.
88. *Trifonov V.G., Bachmanov D.M., Simakova A.N., Trikhunkov Ya.I., Ali O., Tesakov A.S., Belyaeva E.V., Lyubin V.P., Veselovsky R.V., Al-Kafri A.-M.* Dating and correlation of the Quaternary fluvial terraces in Syria, applied to tectonic deformation in the region // *Quaternary International*. 2014. Vol. 328–329. P. 74–93.
89. *Van der Hilst R.D., Widiyantoro S., Engdahl E.R.*, Evidence of deep mantle circulation from global tomography // *Nature*. 1997. Vol. 386. P. 578–584.
90. *Wallace R.E.* Notes on stream channels offset by the San Andreas fault, southern Coast Ranges, California // *Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas Fault System*. Stanford Univ. Publ. Geol. Sci., 11. 1968. P. 6–20.
91. *Wells D.L., Coppersmith K.H.* Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1994. Vol. 84. P. 974–1002.
92. *Yin A., Nie S., Craig P. et al.* Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tien Shan // *Tectonics*. 1998. Vol. 17, N. 1. P. 1–27.

Учебное издание

Трифонов Владимир Георгиевич

Неотектоника

УЧЕБНИК

Технический редактор Ю. С. Цепилова
Редактор Л. И. Зорина
Компьютерная верстка Ю. С. Цепилова
Корректор Л. И. Зорина

Подписано в печать 25.05.2016. Формат 60×84/16. Усл. печ. л. 18,07.
Тираж 22 экз. Заказ № 17.

ГБОУ ВО МО «Университет «Дубна»
141980, г. Дубна Московской обл., ул. Университетская, 19