

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

6

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА·1983

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

МОСКВА

№ 6, 1983

СОДЕРЖАНИЕ

Белоусов В. В. Эндогенные режимы и мантийный магматизм	3
Коваленко В. И., Моссаковский А. А., Ярмолюк В. В. Проблема реконструкции геодинамических обстановок и петрохимическая зональность (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии)	13
Пушаровский Ю. М., Зинкевич В. П., Мазарович А. О., Пейве А. А., Разницын Ю. Н., Рихтер А. В., Цуканов Н. В. Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в северо-западном обрамлении Тихого океана	30
Копнин В. И. Этапы и условия складкообразования на Верхнекамском месторождении калийных солей	46
Перфильев Ю. С., Романько Е. Ф., Чальян М. А. Метаморфические комплексы в структуре Центрального Ирана	60
Рябухин А. Г., Чехович В. Д., Зоненшайн Л. П., Хаин В. Е. Эволюция Мексикано-Карибского региона (опыт анализа с позиции тектоники плит)	73
Зинкевич В. П., Казимиров А. Д., Пейве А. А. Тектоника континентального обрамления Берингова моря	93
Злобин Т. К. Строение земной коры и верхней мантии Малой Курильской гряды по сейсмическим данным	109

Критика и дискуссии

Канана Я. Ф. К вопросу о геологическом развитии Южно-Якутского угольного бассейна	119
---	-----

Хроника

Проблемы структурной геологии и экспериментальной тектоники	121
Проблемы тектоники активизированных областей	123
Годовой указатель журнала «Геотектоника» за 1983 г.	126

G E O T E C T O N I C S

NOVEMBER — DECEMBER

MOSCOW

№ 6, 1983

CONTENTS

Belousov V. V. Endogenic regimes and mantle magmatism	3
Kovalenko V. I., Mossakovsky A. A., Yarmolyuk V. V. Problem of reconstruction of geodynamic environments and petrochemical zonation (on the example of late Paleozoic volcanic belt of Mongolia)	13
Pushcharovsky Yu. M., Zinkevich V. P., Mazarovich A. O., Peive A. A., Raznitsin Yu. N., Rikhter A. V., Tsukanov N. V. Nappe and imbricateoverthrust structures in the north-western fringe of the Pacific Ocean	30
Kopnin V. I. Stages and conditions of fold-formation on the Upper Kama deposit of potash salts	46
Perfiliev Yu. S., Roman'ko E. F., Chaljan M. A. Metamorphic complexes in structure of Central Iran	60
Ryabukhin A. G., Chekhovich V. D., Zonenshain L. P., Khain V. E. Evolution of the Mexico-Caribbean region (experience of study from the position of plate tectonics)	73
Zinkevich V. P., Kazimirov A. D., Peive A. A. Tectonics of the continental fringe of the Bering Sea	93
Zlobin T. K. Structure of the Earth's crust and upper mantle of the Small Kuril ridge by seismic data	109

Criticism and discussion

Kanana Ya. F. On geological development of the Southern Yakutsk coal basin	119
---	-----

Chronicles

Problems of structural geology and experimental tectonics	121
Problems of tectonics of activated areas	123
Annual index of journal «Geotektonika» for 1983	126

УДК 551.24.01 + 551.2.01

БЕЛОУСОВ В. В.**ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ И МАНТИЙНЫЙ МАГМАТИЗМ**

Рассматриваются связи мантийных магм разного состава с эндогенными режимами и стадиями их развития, и на основании некоторых новейших геохимических данных устанавливается зависимость таких связей от глубины магматического источника, степени его истощенности и проницаемости литосферы.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Вопрос о связи состава мантийных магм с разными эндогенными режимами и со стадиями их развития очень стар и то, что такая связь существует, хорошо известно из повседневного опыта геологов. Например, известно, что доинверсионная стадия эвгеосинклиналичного эндогенного режима сопровождается выделением преимущественно основных и ультраосновных магм, тогда как в инверсионную стадию выход мантийных магм приостанавливается, а в коре образуются гранитные массивы. Для орогенного режима наиболее характерны андезиты. Континентальные рифты сопровождаются щелочными магматическими породами, а океанические рифты являются зонами выхода толеитовых базальтов и т. п. Немало было и попыток объяснить подобные связи, исходящие главным образом из представлений о различной глубине происхождения магм и о вертикальной миграции их источников.

Некоторые новейшие результаты геохимических исследований позволяют, по-видимому, вернуться еще раз к этому вопросу и предложить некоторую более полную схему, связывающую эндогенные режимы с эволюцией вещества верхней мантии и с меняющимися условиями его доставки к поверхности. Немалую роль в такой схеме должны играть новейшие достижения изотопной геохимии. Схема эта во многих своих частях будет, конечно, гипотетической. Но возможно, что она послужит исходным пунктом для дальнейшего изучения взаимоотношений между эндогенными геологическими процессами у поверхности и явлениями в верхней мантии.

Свыше 50 лет прошло с тех пор, как петрологи выделили два основных типа базальтов — толеитовый и щелочной (оливиновый) [28]. Позже выяснилось, что эти два типа базальтов особенно резко противопоставляются друг другу в океанических областях, где толеиты слагают срединно-океанические хребты и дно котловин, а щелочные оливиновые базальты сосредоточены на океанических островах [20, 21].

Толеиты обеднены литофильными элементами: щелочными (K, Rb, Cs), щелочноземельными (Sr, Ba), редкоземельными и радиоактивными. Щелочные базальты островов, наоборот, обогащены перечисленными элементами. Обычно за норму принимают содержание этих элементов в хондритах. Геохимические данные, используемые в статье, изложены во множестве литературных источников. Мы указываем только некоторые из них [4, 6, 8, 9, 13, 18, 23, 30, 36].

Магмы, обогащенные указанными так называемыми некогерентными элементами, широко развиты на континентах, где особенно высокое содержание этих элементов характерно для магм рифтовых зон и для магматических проявлений на древних платформах. Большое распространение на континентах, а также на островных дугах имеют мантийные магмы промежуточного между типичными толеитовыми и типичными щелочными, объединяемые в группу известково-щелочных магм. Примеры состава магм разных типов приведены в таблице.

Средний состав базальтов разных типов, вес. %

	Базальт Анд (шош-ниговая серия)	Щелочные базальты Восточной Африки	Щелочные оливиновые базальты Древних платформ	Базальт островных дуг (известково-щелочная серия)	Базальты Уральской эвгосинклинали (Улугауская свита)	Базальты офиолитовой серии Нью-Фундленда	Траппы Сибирской платформы	Толейтовые базальты островных дуг	Базальты срединно-океанических хребтов
SiO ₂	51,18	41,5	42,2	50,59	49,34	54,57	48,05	51,57	49,96
TiO ₂	1,25	2,75	4,3	1,05	0,78	0,96	1,48	0,80	1,48
Al ₂ O ₃	17,14	11,88	11,7	16,29	17,78	17,42	16,13	15,91	15,67
Fe ₂ O ₃	—	6,64	8,9	3,66	3,27	0,04	3,03	2,74	2,48
FeO	8,92	5,87	5,7	5,08	6,06	5,97	9,35	7,04	8,06
MnO	—	0,25	0,2	0,17	0,13	0,16	0,21	—	0,18
MgO	4,24	6,08	8,3	8,96	5,77	4,74	6,82	6,73	7,97
CaO	10,06	14,63	11,7	9,50	8,85	9,22	10,85	11,74	11,36
Na ₂ O	3,35	5,74	2,8	2,89	2,62	3,86	2,32	2,41	2,63
K ₂ O	3,11	2,53	1,5	1,07	0,85	0,76	0,56	0,44	0,23
P ₂ O ₅	—	0,92	0,6	0,21	—	0,22	0,14	0,11	—
в г/т									
Rb	80	63	60	40	29	12	16	5	16
Sr	512	1160	—	330	—	237	690	200	130
Ba	556	915	—	115	—	184	360	75	23
	Досталь и др., 1977	Герасимовский, Поляков, 1977	Лутц, 1980	Якиш, 1973	Лутц, 1980	Стронг, 1973	Нестеренко, Альмухамедов, 1973	Якиш, 1973	Дмитриев и др., 1973

При переходе от толейтовых магм ко все более щелочным происходит изменение соотношений и внутри группы некогерентных элементов: увеличивается содержание элементов с относительно большими радиусами ионов и уменьшается содержание элементов с малыми по размеру ионами. Так, растут отношения Ba/Nd, Ba/Sr, Ba/K, Rb/K. Происходит дифференциация и в группе редкоземельных элементов: толейтовые магмы обеднены теми из них, которые имеют относительно большие радиусы ионов (от La до Sm), а щелочные магмы ими обогащены.

Разделение мантийных магм на два столь различных по составу типа, особенно хорошо проявленное в океанах, а также в противопоставлении океанического магматизма и континентального, ставит, естественно, вопрос о причинах такого разделения. Причинами могут быть: а) различие условий выплавления магмы (различные температуры и давление, разная глубина, разная степень частичного плавления и т. п.); б) различие состава того исходного вещества, из которого выплавлялись магмы.

Первый фактор, несомненно, имеет значение. Экспериментально было установлено, что толейтовые магмы выплавляются из ультраосновного субстрата при меньшем всестороннем давлении, т. е. на меньшей глубине, чем щелочные оливиновые базальты [5]. На состав магм должна оказывать влияние и степень частичного плавления субстрата: чем меньше процент плавления, тем более щелочная магма выплавляется.

Но вместе с тем изотопные исследования, получившие большое развитие в последнее время, позволили установить, что толейтовые и щелочные океанические базальты различаются по начальным изотопным соотношениям стронция, неодима, свинца, урана, тория. Начальное отношение изотопов стронция (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr), например, в толейтовых базальтах срединных хребтов обычно колеблется в пределах 0,7027—0,7035, а в щелочных магмах океанических островов возрастает до 0,7039—0,7052. В континентальной коре оно превышает 0,7060. Начальное отношение изотопов неодима (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd) при переходе от толейтовых магм к щелочным, наоборот, уменьшается.

Поскольку при частичном плавлении соотношение изотопов не должно меняться, эти различия должны относиться и к тому субстрату, из

которого выплавились магмы, т. е. толеитовые и щелочные магмы происходят из источников с разной изотопной характеристикой [25]. Поскольку источник толеитовых базальтов вместе с тем обеднен литофильными некогерентными элементами, его называют истощенным. А источник щелочных базальтов, богатый теми же элементами, именуется неистощенным или насыщенным.

Совокупность данных указывает на то, что насыщенные источники должны располагаться в мантии глубже истощенных. Это следует не только из того, что щелочные магмы обладают петрохимическими свойствами, указывающими на большую глубину их выплавления; они выплавляются из среды, содержащей гранат, тогда как в источнике толеитовых базальтов участвует не гранат, а плагиоклаз. К этому же выводу приводят расчеты плотностей насыщенного и истощенного вещества мантии: оказывается, что истощенное вещество отличается меньшей плотностью, чем насыщенное. Это несколько парадоксальное обстоятельство связано с тем, что при фракционировании насыщенного вещества мантии уменьшается отношение Fe/Mg и переходят в расплав такие тяжелые минералы, как шпинель и гранаты. Уменьшение плотности должно колебаться от 1 до 2% (0,04—0,07 г/см³). Следовательно, истощенный материал должен всплывать, если он окажется глубже насыщенного, и в конечном счете располагаться поверх последнего [22, 27].

Поэтому активную часть мантии можно себе представить разделенной на два слоя — истощенный сверху и насыщенный внизу. В литературе можно найти предположения относительно глубины границы между двумя этими слоями. Иногда ее помещают на глубине нескольких десятков километров, иногда предполагают на глубине 200 км. Было высказано мнение, что истощенной является литосфера, а насыщенный слой совпадает с астеносферой. Но вероятнее предположить, что граница между слоями очень неровная. Возможно, что мантия имеет ячеистое строение и насыщенные ее участки лишь в общем располагаются на большей глубине, чем истощенные. Такое предположение тем более вероятно, что, как оказалось, геохимическая неоднородность мантии проявляется и в значительно меньшем масштабе — вплоть до участков в сотни километров в поперечнике [13, 22, 33].

Подчеркнем еще раз, что среди мантийных магм имеются все переходы от типичных толеитовых к типичным щелочным, и что особенно широко магмы промежуточного состава развиты на континентах. Если мы распространим вывод о меньшей плотности истощенного материала по сравнению с насыщенным на эти промежуточные магмы и будем считать, что они тем менее плотны, чем более истощены, то заключение о слоистой неоднородности верхней мантии будет относиться и к континентам, хотя там такие крайние толеиты, как магмы срединных океанических хребтов, отсутствуют.

Промежуточного состава магмы можно толковать как результат смешения в разных пропорциях материала истощенных и насыщенных источников. Например, если базальты срединных хребтов образовались целиком из истощенного источника, то континентальные платобазальты образовались из таких источников на 70—95% (Сибирские траппы на 85%), а базальты океанических островов на 50—60%. Остальная доля из магм образовалась за счет примеси из обогащенных источников [36].

Хотя такое смещение материала из разных источников вполне вероятно и, как будет видно, мы отводим ему определенное место в наших представлениях, все же в более общем плане следует полагать, что различная степень истощения материала верхней мантии представляет собой результат разных стадий направленного процесса истощения. Материал мантии постепенно, в результате фракционирования, теряет литофильные элементы, а наблюдаемая геохимическая неоднородность мантии вызывается пространственной и временной неоднородностью этого процесса.

То, что истощение верхней мантии — результат потери некоторых элементов, следует, например, из того, что отношение Rb/Sr в толеито-

вых базальтах слишком низко, чтобы обеспечить наблюдаемое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, а это свидетельствует о том, что раньше рубидия в источнике этих базальтов было больше и часть его была потеряна [26, 29]. Важно также отметить, что хотя по изотопным данным разделение источников по составу вещества в основном произошло очень рано (свыше 3 млрд. лет назад), оно продолжалось и позже, и поэтому в архее истощенные магмы наблюдаются реже, чем в более позднее геологическое время [31]. Таким образом, истощенный слой мантии должен рассматриваться как остаток от выделения из него литофильных элементов в процессе выплавления.

Признаки такого выплавления обнаруживаются и на континентах. Ими являются так называемые альпинотипные гипербазиты (гарцбургиты и дуниты). Автор уже высказывал соображения в пользу того, что эти гипербазиты закономерно принадлежат к «начальному» магматизму геосинклиналей вместе со спилито-диабазовой формацией, а не являются аллохтонными телами, тектонически внедренными в кору геосинклиналей отторженцами океанической литосферы [3]. Эта точка зрения, восходящая к М. Кею и Г. Штилле, в последнее время подкрепляется все новыми находками горячих контактов между гипербазитами и вмещающими породами (например, [10, 24]). Изотопные и петрохимические данные показывают, что альпинотипные гипербазиты не могут представлять собой материал субстрата, из которого выплавились базальты. Но они вполне соответствуют остаточному материалу, который должен образоваться в мантии после выплавления из нее базальтов [32]. Этот остаточный материал при дальнейшем очень высоком подъеме температур может быть подвергнут новому расплавлению, в результате чего мы и видим его в форме ультраосновных интрузий и реже эффузий. Они поднимаются к поверхности также диапироподобно, по разломам, после серпентинизации, которая ведет к понижению плотности и повышению текучести пород.

Если истощение мантии является следствием выплавления части литофильных элементов, то возникает вопрос: куда ушли потерянные элементы? Для континентов ответ на этот вопрос ясен: они переместились в континентальную кору, которая чрезвычайно обогащена некогерентными элементами. Относительно судьбы тех же элементов, выделившихся на огромных пространствах океанов, вопрос этот не столь ясен, хотя обычно предполагается, что и они каким-то образом сосредоточились в континентальной коре. К этой проблеме мы еще вернемся.

СХЕМА СВЯЗИ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ С ЭВОЛЮЦИЕЙ ВЕЩЕСТВА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В нашей гипотетической схеме (см. рисунок) предполагается, что состав магм, поднявшихся к поверхности, зависит от того, из какого слоя она выплавляется — из насыщенного, истощенного или промежуточного по составу, а также от проницаемости верхней мантии и коры. Для простоты мы рассматриваем мантию состоящей из двух слоев, но предполагаем, что верхний, истощенный, слой может находиться в разной степени истощения.

Прогревание мантии, вызывающее выплавление магм, происходит при подъеме горячего материала из более глубоких оболочек земного шара. Этот процесс мы рассматриваем как отражение общей дифференциации вещества Земли, происходящей неравномерно во времени и пространстве [1]. Распространяясь снизу, процесс прогревания прежде всего охватывает нижний, насыщенный, слой и в нем происходит выплавление щелочных магм. Если насыщенный слой сообщается с поверхностью глубинными разломами, представляющими возможность магме из этого слоя вырываться в кору и на дневную поверхность, то вся тепловая энергия реализуется в нижнем слое и насыщенная щелочная магма поднимается по разломам, почти не взаимодействуя со средой верхнего исто-

щенного слоя. Последний остается холодным и твердым. Так выделяются щелочные магмы континентальных рифтов и океанических островов, а также основные и ультраосновные щелочные интрузии и эффузии древних платформ (например, Кольские палеозойские интрузии, или интрузии и эффузии Сибирской и Африканской древних платформ). За магматическими проявлениями этой группы в последнее время закрепилось название «горячие точки».

Если нет таких открытых каналов, связывающих нижний слой с поверхностью, процесс частичного (или полного) плавления не останавливается в нижнем слое, а распространяется выше и захватывает некоторую часть верхнего, истощенного, слоя. Образующиеся в нем толеитовые магмы блокируют подъем магм из нижнего слоя, и к поверхности поднимаются толеитовые магмы.

Поскольку предполагается, что в разных областях верхний слой мантии может различаться степенью своего истощения, то отсюда и соответствующие различия в составе выплавляемых магм. Можно также дополнительно предположить, что основной процесс, направленный в сторону все большего истощения, в некоторых местах временно прерывается и осложняется обратным явлением вторичного обогащения истощенного слоя в результате частичного проникновения вещества из нижнего слоя в верхний и соответствующего смешения материала двух слоев.

Постепенным истощением верхнего слоя мантии можно объяснить различие между составами спилито-диабазовой формации доинверсионной стадии развития геосинклинали и платформенными платобазальтами. Первая формация является наименее истощенной среди магм толеитовой группы, о чем можно судить по наибольшему для всей группы содержанию калия, рубидия, бария и других некогерентных элементов (см. таблицу). Платобазальты связаны с более истощенным источником и занимают промежуточное положение между спилито-диабазовой формацией и базальтами срединных океанических хребтов. А поскольку платформенный режим исторически следует за геосинклинали, это различие можно истолковать как нарастающее во времени истощение мантии.

Однако если учесть промежуточные этапы, включающие инверсионную стадию геосинклинали и орогенный режим, то картина окажется более сложной. Для этих стадий характерно выделение известково-щелочных и щелочных магм, что свидетельствует о насыщенных в той или иной мере источниках.

Чтобы объяснить это, отметим, что в течение доинверсионной стадии развития геосинклинали основные и ультраосновные магмы сопровождаются выделением флюидов. Последние сперва имеют восстановленный характер и богаты натрием. Они ведут к спилитизации и метаморфизму глаукофанового типа [7, 11, 12]. В вопросе о роли в глаукофановом метаморфизме геохимической обстановки, определяемой богатыми натрием флюидами, автор следует взглядам А. А. Маракушева. Распространенные представления, согласно которым для метаморфизма этого типа необходимо чрезвычайно высокое литостатическое давление, достижимое на глубине около 30 км под поверхностью, встречается большие трудности в применении к реальной геологической обстановке. Чтобы породы, оказавшиеся в процессе субдукции на такой большой глубине, не успели нагреться так, что глаукофановые сланцы превратятся в хлоритовые или амфиболитовые, они должны геологически очень быстро снова приблизиться к поверхности. Это может произойти только путем эрозии, сопровождающей поднятие всей зоны, где произошла субдукция. Но при этом скорость эрозии должна быть неправдоподобно высокой: более чем на порядок выше скорости современной эрозии, хотя эрозия в нашу эпоху в связи с общим обострением рельефа очень интенсивна. Минимальная скорость эрозии, необходимая для сохранности пород глаукофановой фации метаморфизма, должна достигать 0,14 см/год, тогда как современная эрозия в обстановке самого крутого рельефа не превышает в среднем 0,01 см/год [19].

Позже характер флюидов меняется: они становятся окисленными и преимущественно калиевыми. Такое изменение состава флюидов сопровождается метаморфизмом андалузит-силлиманитового типа и гранитизацией в коре. Вместе с тем наступает инверсионная стадия развития геосинклинали.

Вслед за некоторым успокоением всех эндогенных процессов в послепревращенную стадию новая вспышка глубинной активности приводит к орогенному режиму [3]. Последний отличается особым характером магматизма. Широкое развитие получают магмы известково-щелочной формации при преобладании андезитов.

Наше предположение состоит в том, что привнос глубинных щелочных флюидов, происходивший в доинверсионную стадию, вызвал частичное обогащение верхнего слоя мантии некогерентными элементами, что и привело при новом нагревании этого слоя в присутствии воды в орогенную стадию к образованию известково-щелочных магм [34, 35]. Возможно, что процесс обогащения сказывается уже и в доинверсионную стадию, что ведет к ранней генерации магм среднего и кислого состава: кератофиров, андезитов, плагиогранитов. Такой случай в крайнем выражении наблюдается в Андах с их огромным объемом мезозойских и кайнозойских андезитов и колоссальным гранодиоритовым батолитом того же возраста.

В отличие от распространенного мнения, что окраинные моря и островные дуги являются современной геосинклиналью, есть достаточно оснований считать, что островные дуги в течение всего неоген-четвертичного времени находятся в орогенном режиме, подобно современным горным хребтам на континентах. Обоснования этому были приведены в другой работе [2]. Там же была высказана точка зрения, что зона Беньофа представляет собой глубинный разлом, являющийся каналом, по которому подтекают к поверхности из насыщенного слоя мантии флюиды, несущие некогерентные элементы, а также водород, что вызывает местное обогащение верхнего слоя мантии, ранее бывшего в истощенном состоянии, как литофильными элементами, так и водой.

Поскольку для орогенного режима вообще характерно образование глубоких разломов, щелочная магма, образуемая в нижнем слое, также имеет возможность подняться к поверхности. Обычно она прорывается в конце орогенной стадии, когда более высокие источники магмы уже в значительной степени исчерпаны.

Влияние временного обогащения верхнего слоя прекращается и при дальнейшей смене орогенного режима платформенным, когда, как это видно из состава платобазальтов, верхний слой мантии оказывается более истощенным, чем при начале геосинклиналичного режима. Однако, если мантия платформы рассекается очень глубокими разломами, на поверхность выходит щелочная магма из нижнего слоя. Но это связано уже не с обогащением верхнего слоя, а с его остыванием и с возможностью прямого прорыва магмы из нижнего слоя.

Все эти предполагаемые случаи отражены на схеме (см. рисунок).

В конце ряда находятся наиболее истощенные базальты срединных океанических хребтов. Здесь фракционирование мантийного материала зашло особенно далеко и особенно большой объем элементов был потерян. Мы возвращаемся к вопросу — куда ушел этот материал? Едва ли серьезно можно отнестись к утверждениям, что он мигрировал в кору современных континентов. Никто не мог указать правдоподобный механизм, с помощью которого выделившиеся рассеянные элементы были бы перенесены с большей площади, занятой океанами, на меньшую площадь, покрытую континентами. Не спасает здесь и мобилизм. Он, возможно, что-то смог бы объяснить применительно к Атлантическому и Индийскому океанам, где предполагается бывшее существование континентальной коры, позже сдвинутой в стороны. Можно вообразить, что континентальная кора сперва вобрала в себя рассеянные элементы из мантии, а затем сместилась, обнажив истощенную мантию. Но, во-первых, такое толкование ничего не дает для Тихого океана, где по моби-

Континентальный рифт Щелочной магматизм на платформе Эвгеосинклиналь, доиндусионная стадия Эвгеосинклиналь, индусионная стадия Эпигеосинклинальный орогенез Плато-базальты Срединно-океанический гребень (океанический рифт) Океанический остров Островная дуга Крайнее море

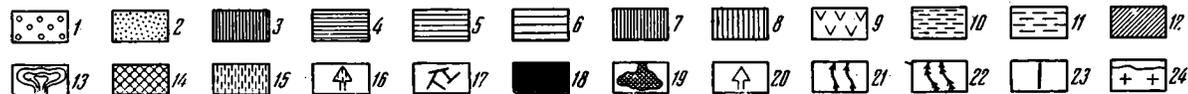
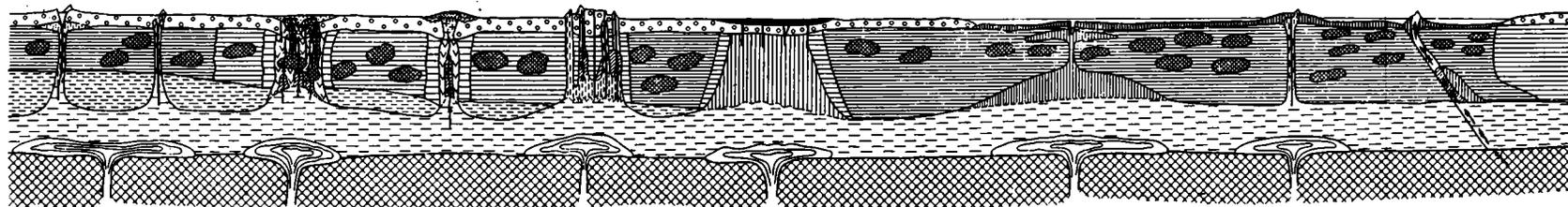


Схема взаимодействия мантии и коры

1 — континентальная кора; 2 — осадки в геосинклинали; 3 — океаническая кора; 4 — сильно истощенная мантия, твердая; 5 — истощенная мантия, твердая; 6 — слабо истощенная мантия, твердая; 7 — сильно истощенная мантия, частично расплавленная; 8 — истощенная мантия, частично расплавленная; 9 — слабо истощенная мантия, частично расплавленная; 10 — насыщенная мантия, твердая; 11 — насыщенная мантия, частично расплавленная (астеносфера); 12 — вторично обогатщенная мантия; 13 — внедрение глубинного носителя тепла; 14 — слой Голицына; 15 — подъем щелочной магмы по глубинным разломам; 16 — выход щелочной магмы на поверхность; 17 — интрузии и эффузии основных пород; 18 — платобазальты; 19 — остаточные гипербазиты, местами в геосинклиналих расплавленные и внедрившиеся в кору; 20 — подъем и выход на поверхность известково-щелочных магм; 21 — приток флюидов, преимущественно натриевых; 22 — приток флюидов, преимущественно калиевых и кремнеземистых; 23 — разломы; 24 — региональный метаморфизм и гранитизация

листским представлениям никогда не было континентальной коры, а мантия все же истощена. Во-вторых, оно оказывается в противоречии с тем фактом, что, судя по составу континентальных магм, мантия под континентами, как уже указывалось, еще далеко не истощена [15]. Между тем она должна была бы быть истощенной, поскольку континенты, если они смещаются, оказываются на тех местах, где ранее были океаны. Рассматриваемые данные, указывающие на то, что континенты и океаны подстилаются геохимически разными мантиями и что эти различия распространяются на сотни километров в глубину, являются доводом против горизонтальных перемещений континентов относительно мантии, в дополнение к тем доводам, которые автор неоднократно приводил [1, 2].

В связи с этой проблемой следует привлечь внимание к тому, что в новейшей геохимической литературе все чаще указываются признаки «загрязнения» океанических магм некоторым количеством материала континентального происхождения. Особенно заметны эти признаки в составе базальтов окраинных морей. Но они отмечаются и для магм открытого океана [16, 17]. Обычно «загрязняющим» материалом считаются океанические осадки. Эта точка зрения основывается на предположении, что последние состоят преимущественно из частиц, принесенных с континентов. Но вполне равноценным может быть предположение, что «загрязняющим» является материал континентальной коры в целом и что превращение его в осадки не обязательно должно предшествовать поглощению его мантией.

Если принять последнее предположение, то проблема «загрязнения» мантии континентальным материалом окажется связанной с проблемой «океанизации», т. е. проблемой замещения на месте континентальной коры океанической. В другом месте автор насколько возможно подробно изложил механизм океанизации, как он его понимает [2]. Предполагается, что очень сильный разогрев верхней мантии, вызывающий не только частичное, но и полное плавление ее верхних слоев, ведет к инверсии плотности на границе между континентальной корой и мантией. Расплавленный основной и ультраосновной материал проникает по трещинам в кору, растекается внутри нее в горизонтальном направлении по структурным разделам и изолирует таким образом отдельные блоки в подошве коры. Эти блоки прогреваются, из них выделяется вода, которая уходит на поверхность, вещество прогретых блоков уплотняется, и блоки один за другим тонут в мантии. Континентальная кора таким образом постепенно разрушается снизу вверх, замещаясь корой океанического типа, представляющей собой выплавку из мантии. Когда тонущие блоки достигают глубины около 60 км, в них начинается реакция эклогитизации, приводящая к значительному повышению плотности. Уплотненные блоки «проваливаются» в разогретую верхнюю мантию и накапливаются уже в нижнем, насыщенном ее слое, где постепенно ассимилируются.

Этот предполагаемый механизм океанизации находится в согласии с тем фактом, что всюду, где океаническая кора образовалась геологически недавно, наблюдаются повышенные тепловые потоки. В них можно видеть остаток тепла, вызвавшего разогрев верхних слоев мантии. Повышенными тепловыми потоками характеризуются окраинные моря Восточной Азии, которые образовались между концом эоцена и плиоценом. А Карибское море, где кора океанического типа имеет туронский или более древний возраст, отличается тепловым потоком нормальной величины.

В той же работе [2] было высказано соображение, что толеитовые магмы являются наиболее благоприятным материалом для проникновения в континентальную кору и ее замещения. Они обладают большой текучестью и при сильном нагреве способны без взрывов, спокойно растекаться внутри коры по трещинам и другим структурным разделам. То, что им не свойственна взрывчатость, делает их весьма «надежным» теплоносителем и создает обстановку для их значительного перегрева.

Следовательно, в свете этих представлений океаны с их особенно глубоко истощенной верхней мантией являются конечными структурами в ходе развития земных недр. Они возникают в процессе разрушения континентальной коры на месте. Благоприятные условия для этого наступают, когда истощение верхней мантии достигает своего максимума. Кроме замечания о свойствах толеитовой магмы мы пока ничего не можем сказать более определенного о причинах связи процесса океанизации с истощением верхней мантии. Но отметим, что представление о вторичности океанов по отношению к континентам лучше согласуется с планетологическими данными, чем широко распространенная обратная точка зрения, считающая океаны первичными, а континенты вторичными структурами. Установлено, например, что лунные «морья» с их базальтовой корой более молодые, чем анортозитовые «континенты».

Из предыдущего вытекает, что вся последовательность эндогенных режимов, по-видимому, имеет свое отражение в истории вещества верхней мантии и, возможно, этой историей и определяется. Здесь лежит пограничная область между геотектоникой и геохимией, и дальнейшая разработка проблемы зависимости эндогенных режимов от эволюции внутривещного вещества должна быть совместной задачей геологов, геофизиков и геохимиков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современные геохимические данные позволяют предполагать, что верхняя мантия разделена на два слоя — нижний «насыщенный», богатый некогерентными литофильными элементами, и верхний «истощенный», бедный теми же элементами. Истощение верхнего слоя является результатом его фракционирования: он потерял эти элементы при частичном плавлении на ранних стадиях развития Земли. Из нижнего слоя выплавляются щелочные магмы, из верхнего — толеитовые. Если нижний слой непосредственно сообщается с поверхностью глубинными разломами, щелочная магма поднимается по ним и все выплавление локализуется в нижнем слое. Таковы магмы континентальных рифтов, древних континентальных платформ, океанических островов.

Если глубинных разломов, проникающих вверх в нижний слой, нет, частичное плавление распространяется в верхний слой, из которого выплавляются толеитовые магмы разного состава в зависимости от степени истощенности слоя. На состав магм влияет также временное и местное «обогащение» верхнего слоя, происходящее при примешивании к его материалу вещества из нижнего слоя.

Общая направленность эволюции вещества мантии состоит во все большем его истощении. Конечное место в этой эволюции принадлежит мантии океанов, что является признаком вторичности океанов по отношению к континентам, мантия которых значительно менее истощена. Разный состав океанической и континентальной мантии, распространяющийся на сотни километров в глубину от поверхности, противоречит возможности перемещений континентальной литосферы относительно мантии.

Наблюдаемое «загрязнение» мантии океанов некоторым количеством континентального материала может быть поставлено в связь с явлением «океанизации», т. е. с замещением континентальной коры океанической.

Проблема связи эволюции вещества мантии с эндогенными режимами, которая в этой статье только намечена, заслуживает специальных исследований. Она вполне может иметь не только теоретическое, но и практическое значение.

Автор приносит благодарность Э. М. Галимову и Б. Г. Лутцу за обсуждение статьи и ценные советы.

Литература

1. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975, 262 с.
2. Белоусов В. В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982, 150 с.

3. Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978, 232 с.
4. Гаст П. В. Химия земных и лунных базальтовых пород. Чтения им. В. И. Вернадского, XII. М.: Наука, 1973, 32 с.
5. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. и др. Петрология верхней мантии/Перевод с англ. под ред. Рябчикова И. Д. М.: Мир, 1968. 335 с.
6. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980, 247 с.
7. Маракушев А. А. Петрогенез и рудообразование. М.: Наука, 1979, 261 с.
8. Осадкообразование и магматизм океана/Отв. ред. Безруков П. Л.— В кн.: Геология океана. М.: Наука, 1979, 415 с.
9. Харт С. Р. Содержание K, Rb, Cs, Sr, Ba и отношение изотопов Sr в базальтах океанического дна. Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана./Пер. с англ. под ред. Беуса А. А. М.: Мир, 1973, с. 125—139.
10. Феноменов А. Н., Чернов В. Г. Контактный метаморфизм вмещающих пород Логарского альпинотипного ультрамафитового интрузива (Афганистан).— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1980, № 3, с. 85—94.
11. Флюидный режим формирования мантийных пород/Отв. ред. Летников Ф. А., Комаров Ю. В. Новосибирск: Наука, 1980, 143 с.
12. Флюидный режим метаморфизма/Под ред. Летникова Ф. А., Комарова Ю. В. Новосибирск: Наука, 1980, 192 с.
13. Шиллинг Дж. Г. Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов. Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана/Пер. с англ. под ред. Беуса А. А. М.: Мир, 1973, с. 198—241.
14. Шека С. А., Куренцова Н. А. Магматические комплексы океанов.— Сов. геология, 1981, № 11, с. 67—76.
15. Bailey D. K. Volcanism, Earth degassing and replenished lithosphere mantle.— In: The origin and evolution of the Earth's continental crust. Phil. Trans. R. Soc. L., 1981, A-301, p. 309—322.
16. Cohen R. S., O'Nions R. K. The lead, neodymium and strontium isotopic structure of ocean ridge basalts.— J. Petrol., 1982, v. 23, pt 3, p. 299—324.
17. Cohen R. S., O'Nions R. K. Identification of recycled continental material in the mantle from Sr, Nd and Rb isotope investigations.— Earth and Planet. Sci. Lett. (in press).
18. Anderson D. L. Hot spots, basalts and the evolution of the mantle.— Science, 1981, v. 213, № 4503, p. 82—89.
19. Draper G., Bone R. Denudation rates, thermal evolution and preservation of blueschist terrains.— J. Geol., 1981, v. 89, p. 601—613.
20. Engel A. E. J., Engel C. G. Composition of basalt from the Mid-Atlantic ridge.— Science, 1964, v. 144, p. 1330—1334.
21. Engel A. E. J., Engel C. G., Makens R. G. Chemical characteristics of oceanic basalt and upper mantle.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1965, v. 76, p. 719—734.
22. Frey F. A. Trace element geochemistry: applications to the igneous petrogenesis of terrestrial rocks.— Rev. Geophys. and Space Phys., 1979, v. 17, № 4, p. 803—823.
23. Gast R. W. Trace element fractionation and the origin of tholeiite and alkaline magma types.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1968, v. 32, p. 1057—1086.
24. Hall R. Contact metamorphism by an ophiolite peridotite from Negriz, Iran.— Science, 1980, v. 208, № 4449, p. 1259—1262.
25. Hart S. R., Allègre C. J. Trace-element constraints on magma genesis.— In: Physics of magmatic processes/Ed. Hargraves R. B. Princeton: Princeton Univ. Press, 1980, p. 121—159.
26. Jacobsen S. B., Wasserburg G. J. Nd and Sr isotopic study of the Bay of Islands ophiolite complex and the evolution of the source of Mid-ocean ridge basalts.— J. Geophys. Res., 1979, v. 84, No B13, p. 7429—7445.
27. Jordan Th. M. The deep structure of the continents.— Sci. Amer., 1979, v. 240, № 1.
28. Kennedy W. Q. Trends of differentiation in basaltic magmas.— Amer. J. Sci., 1933, v. 25, p. 239—256.
29. O'Nions R. K., Evensen N. M., Hamilton P. J. Differentiation and evolution of the mantle.— In: The evidence for chemical heterogeneity in the Earth's mantle. Phil. Trans. Roy. Soc. L., A, 1980, v. 297, № 1431, p. 479—493.
30. O'Nions R. K., Hamilton P. J., Evensen N. M. The chemical evolution of the Earth's mantle.— Sci. Amer., 1980, v. 242, № 5, p. 91—101.
31. Shen-su Sun, Nesbitt R. W., Sharaskin A. Ya. Geochemical characteristics of Mid-Ocean basalts.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, v. 44, p. 119—138.
32. Stueber A. M., Murthy V. R. Strontium isotope and alkali element abundances in ultramafic rocks.— Geochim. et cosmochim. acta, 1966, v. 30, p. 1243—1259.
33. Subbarao K. V., Reddy V. V. Geochemical studies on oceanic basalts from the Indian ocean.— Tectonophysics, 1981, v. 75, p. 69—89.
34. Tatsumi Y., Ishizaka K. Existence of andesitic primary magma: an example from Southwest Japan.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, v. 53, p. 124—130.
35. Thorpe R. S., Potts P. J., Francis P. W. Rare earth data and petrogenesis of andesite from the North Chilean Andes.— Contrib. Mineral. Petrol., 1976, v. 54, p. 65—78.
36. Wilkinson J. F. G. Continental and Mid-ocean ridge tholeiites: some similarities and contrasts.— In: Deccan volcanism and related basalt provinces in other parts of the world. K. V. Subbarao, R. N. Sukheswala/Eds Geol. Soc. India, Mem. 3. Bangalore, 1981, p. 340—361.

УДК 551.24 + 552.3 + 553

КОВАЛЕНКО В. И., МОССАКОВСКИЙ А. А., ЯРМОЛЮК В. В.

**ПРОБЛЕМА РЕКОНСТРУКЦИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ
ОБСТАНОВОК И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ****(на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии)**

В результате изучения петрохимической зональности в магматических образованиях Монголии применительно к нескольким возрастным уровням (C_1-2 ; $C_3 - P_1$; $P_1^3 - P_2^1$; $P_2^2 - T_1$) и структурно-тектонических условий формирования соответствующих магматических ареалов, образующих Евразийский вулканический пояс, установлены пространственно-временные связи между изменениями в петрохимической зональности и изменениями соответствующих им геодинамических обстановок, которые реконструируются на южной активной окраине Северо-Евразийского палеоконтинента в области его взаимодействия с океанской плитой Палеотетиса. Показано, что в течение позднего палеозоя — раннего мезозоя происходила эволюция континентальной окраины от андийского (в раннем — среднем карбоне) через ряд промежуточных стадий (в позднем карбоне — ранней перми) к калифорнийскому типу (в поздней перми — раннем триасе).

Продолжающееся в последние годы углубленное изучение структуры и вещественного состава магматических пород окраинно-континентальных вулканических поясов разного возраста показывает, что широко бытующие среди геологов представления об относительно простом их строении и выдержанной асимметричной латеральной петрохимической зональности в магматических породах, обусловленной субдукцией океанической коры и ее пододвиганием под континентальную кору, являются во многих случаях слишком упрощенными. Выясняется, что нередко в крайних вулканических поясах, особенно на поздних стадиях их развития, возникают континентальные рифты со щелочными магматическими породами, что нарушает типовую петрохимическую зональность и может свидетельствовать о смене в процессе формирования окраинно-континентального вулканического пояса одних геодинамических обстановок другими.

В данной статье рассмотрен подобный случай структурных и петрохимических преобразований в Евразийском позднепалеозойском краевом вулканическом поясе на примере его монгольского отрезка. Номенклатура магматических пород принята в соответствии с рекомендациями Терминологической комиссии Межведомственного петрографического комитета [8].

Евразийский позднепалеозойский краевой вулканический пояс впервые был выделен в 1970 г. [16]. Несколько позднее на материалах по Монголии для него была установлена типовая для окраинных вулканических поясов петрохимическая зональность, выраженная в закономерном возрастании содержания K_2O в магматических породах с одинаковым содержанием кремнезема с юга на север, т. е. вкрест простираения пояса [17]. Следует отметить, что основанием для установления такой зональности послужило значительное количество силикатных химических анализов верхнепалеозойских вулканических пород Монголии, накопленных к тому времени. Однако распределение их на площади и по возрасту не было равномерным. Подавляющая масса их относилась к пермским породам Северной и Центральной Монголии, тогда как Южная Монголия была представлена ограниченным числом определений.

Структурная позиция Евразийского позднепалеозойского вулканического пояса, установленная в результате палеотектонического анализа,

определялась его приуроченностью к южной окраине Северо-Евразийского палеоконтинента, сформировавшегося в результате герцинской эпохи складчатости. С юга этот палеоконтинент вместе с наложенным на него окраинным вулканическим поясом омывался водами северной ветви позднепалеозойского океанического бассейна Палеотетиса¹ [16, 23], структурно-вещественными реликтами которого являются позднепалеозойские — раннемезозойские эвгеосинклинальные складчатые комплексы и офиолиты Солонкерской зоны Внутренней Монголии.

Этот позднепалеозойский океанический бассейн, по-видимому, унаследованно развивался от среднепалеозойского Палеотетиса и достигал крупных размеров, на что указывают резкие различия в позднепалеозойской флоре, развитой по разные его стороны — на материках Северной Азии и Китайско-Корейском [15, 18], а также палеомагнитные данные [26]. Судя по разному возрасту офиолитовых серий, который в пределах герцинид и киммерид (индосинид) Монголии последовательно изменяется с севера на юг от силура и девона до раннего карбона включительно [5], можно думать, что в этом бассейне существовала срединно-океаническая рифтовая зона, за счет которой происходило возрастание океанического ложа.

Постепенное закрытие Палеотетиса началось, видимо, в конце девона — начале раннего карбона, когда вдоль его северного края произошла аккреция земной коры, конкретным выражением которой явилась герцинская складчатая зона Южной Монголии. Дальнейший процесс закрытия Палеотетиса в раннем карбоне, позднем палеозое и триасе осуществлялся путем пододвигания по наклонным и субгоризонтальным тектоническим поверхностям океанической коры северного края Палеотетиса под прилежащий край Северо-Евразийского материка (или надвигания последнего на Палеотетис), что и обусловило возникновение Евразийского краевого вулканического пояса. Одновременно этот процесс постепенно привел к такому сближению материков Северной Евразии и Китайско-Корейского, которое допускало обмен растительными формами и способствовало возникновению в поздней перми на обоих материках смешанной растительности [3].

Северная континентальная окраина Палеотетиса характеризовалась на протяжении всего позднего палеозоя орогенным режимом, в условиях которого накапливались континентальные и морские мелководные терригенные отложения молассового типа, перемежавшиеся с мощными вулканическими толщами и прорванные разнообразными интрузивными комплексами преобладающего гранитоидного состава. В целом она обладала многими чертами активной континентальной окраины, которые устойчиво сохранялись на протяжении карбона, перми и триаса. Напротив, южная Китайско-Корейская континентальная окраина в среднем и позднем палеозое была покрыта мелководными эпиконтинентальными морями, переходящими в болотистые равнины, и имела характер пассивной континентальной окраины атлантического типа.

Геологические исследования Монголии, особенно ее южной, еще слабо изученной части, проведенные в последнее десятилетие сотрудниками совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР [22], выявили целый ряд не известных ранее принципиальных особенностей тектоники и магматизма (раннекаменноугольного и позднепалеозойского), которые существенным образом уточняют и изменяют наши представления об истории структурных преобразований и магматизма этого региона (рис. 1).

Наиболее важны среди них следующие.

1. Было установлено [29, 31], что в Южной Монголии (хребты Ноён, Тост и др.) комплекс верхнепалеозойских вулканических образований, охватывающий нижнюю пермь, верхний и средний карбон, стратиграфически и структурно тесно связан с наземными вулканическими образо-

¹ Здесь и далее имеется в виду северная ветвь позднепалеозойского Палеотетиса [16], которую многие советские геологи [5, 6 и др.] называют Центрально-Азиатским океаном.

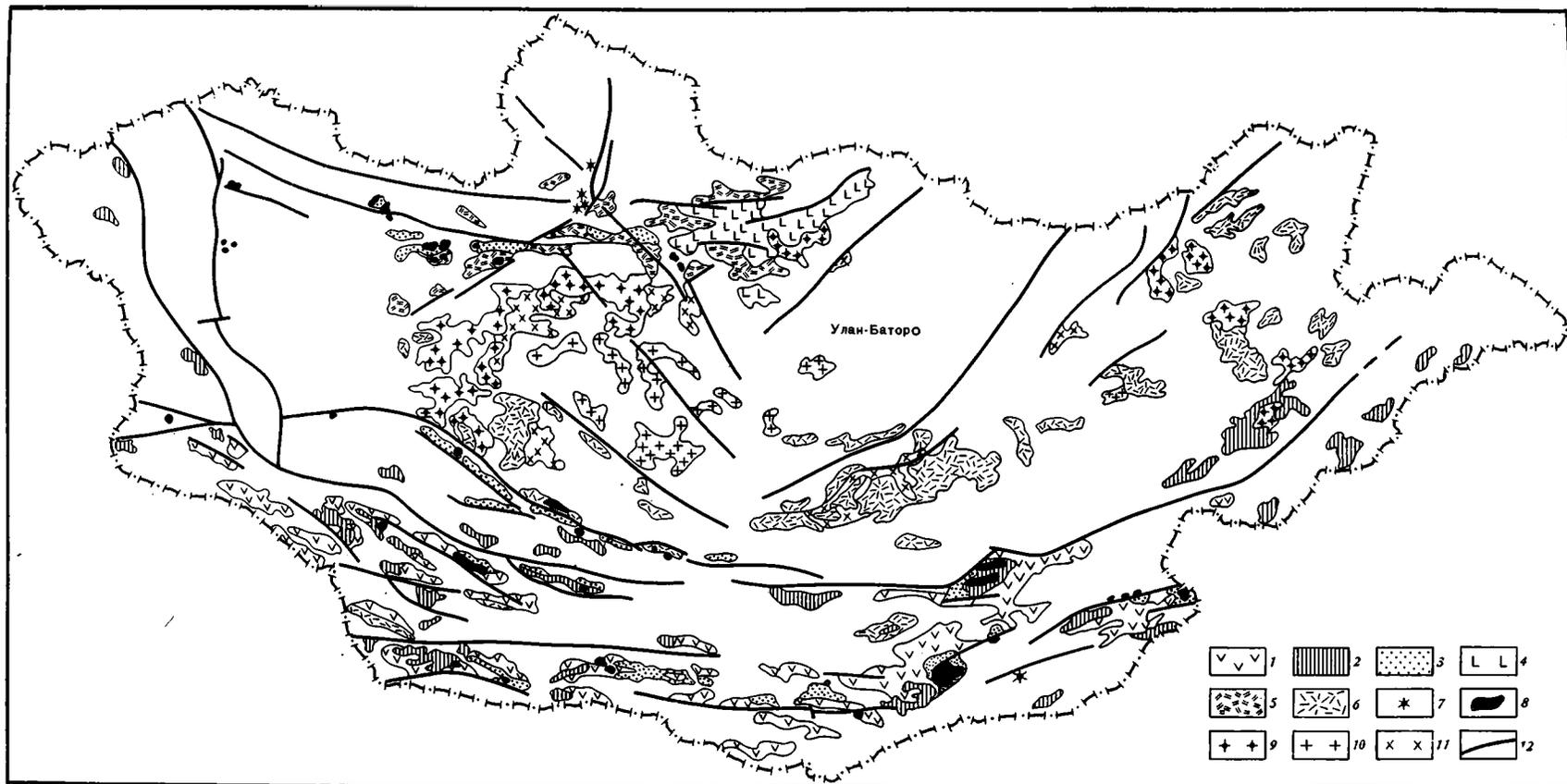


Рис. 1. Схема размещения позднепалеозойских магматических образований Монголии

1—2 — каменноугольные образования: 1 — вулканиты, 2 — гранитоиды; 3—6 — пермские вулканические ассоциации: 3 — бимодальные (трахибазальт-щелочнориолит-комендитовые), 4 — трахибазальтовые, 5 — известково-щелочные повышенной щелочности или субщелочные (трахиандезитоба-

зальт-трахиандезит-трахидацит-трахириолитовые), 6 — известково-щелочные нормальной щелочности (андезитобазальт-андезит-дацит-риолитовые); 7—11 — пермские интрузивные формации: 7 — сиенитовая с фельдшпатоидами, 8 — щелочногранитовая, 9 — гранит-дайкогранитовая, 10 — гранодиорит-гранитовая, гранитовая, 11 — габбро-диорит-гранодиоритовая, диорит-гранодиоритовая; 12 — важнейшие разломы

ваниями нижнего — самых низов среднего карбона (намюра, вize, верхов турне), образуя с последними единый структурный ярус, хотя по вещественному и петрохимическому составу между ними существуют большие отличия. Главное тектоническое несогласие располагается в основании нижнекаменноугольного вулканического комплекса, что удреняет возраст складчатости герцинид Южной Монголии, видимо, приуроченной к границе карбона и девона или к самому началу карбона. Это хорошо согласуется с известными указаниями [14] на существование нижнекаменноугольных моласс в более западных районах Южной Монголии (Барунхурайская котловина).

Одновременно было выявлено [34], что нижнекаменноугольный вулканический комплекс, обладающий всеми особенностями известково-щелочной серии, демонстрирует четкую петрохимическую зональность в изменении содержания K_2O в породах, количество которого возрастает с юга на север, зональность, типовую для краевых вулканических поясов.

Из всего этого вытекает важный вывод о том, что возникновение Евразийского вулканического пояса, а, следовательно, и активной окраины Северо-Евразийского палеоконтинента (по крайней мере в пределах Монголии) относится не к середине карбона, как это предполагалось ранее, а к началу карбона, т. е. произошло гораздо раньше.

2. Было показано [2, 11, 32], что в Южной Монголии в составе ранне- и позднепермских магматических образований широко развиты пояса щелочных пород, участвующие в составе базальт-коендит-трахириолит-щелочногранитных комплексов (см. рис. 1). При этом была установлена приуроченность вулканических и плутонических щелочных пород к протяженным, субширотным дайковым поясам, фиксирующим значительный горизонтальный раздвиг, что в совокупности с петрохимическими особенностями щелочных пород [2, 9—11] может указывать на их рифтогенную природу. Учитывая, что в Северной Монголии пермские щелочные и субщелочные магматические породы подобного типа были известны ранее, стало возможным говорить применительно к ранней и поздней перми о симметричной петрохимической зональности [11] с широким развитием щелочных магматических пород на севере и юге Монголии и известково-щелочных — в ее центральной части (Хангайское нагорье, Северная Гоби) (см. рис. 1).

Установленный факт смены в процессе формирования Евразийского вулканического пояса асимметричной петрохимической зональности, свойственной ранне- и среднекаменноугольным вулканическим образованиям, симметричной зональностью во время перми представляется исключительно важным. Это потребовало пересмотра сложившихся представлений об особенностях формирования Евразийского вулканического пояса и привело к выявлению новых, ранее ускользавших от исследователей особенностей структурных преобразований активных континентальных окраин.

Ниже мы рассмотрим динамику формирования на протяжении карбона и перми позднепалеозойского зонального магматического ареала на территории Монголии, являющегося одним из крупных участков Евразийского вулканического пояса, и попытаемся обосновать мобилистскую тектоническую интерпретацию его образования на основании актуалистического подхода к анализу имеющихся геологических и петрохимических данных. При этом реконструкцию геодинамических обстановок мы осуществляем, опираясь на индикаторную роль магматических формаций и совокупность структурных и палеогеографических признаков. Как известно, щелочные магматические породы в современных геодинамических обстановках, как правило, являются индикаторами условий растяжения в континентальной литосфере, тяготея в первую очередь к эпиконтинентальным грабенам и другим рифтогенным структурам [1]. Подобную роль по отношению к океанской литосфере играют толеитовые магматические серии. В то же время известково-щелочной магматизм, будь то в островных дугах или на континентальных окраинах, обоснованно считается показателем современных геодинамических об-

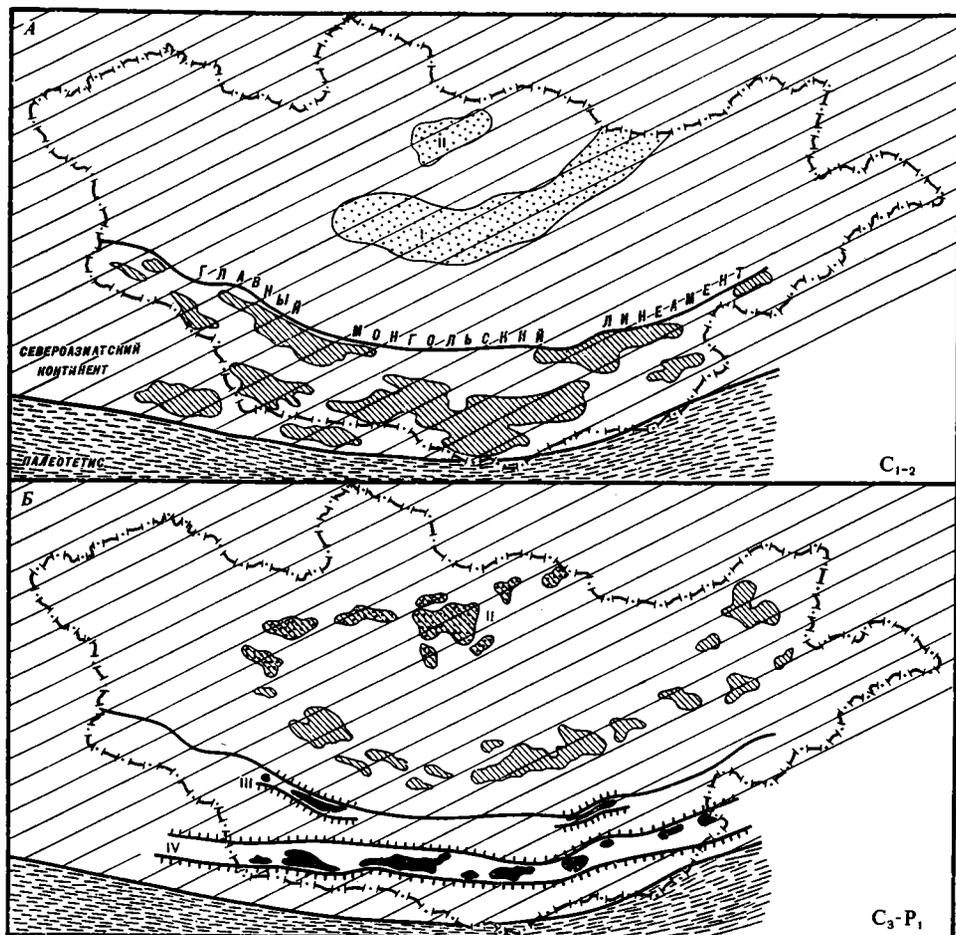
становок сжатия, устанавливаемых сейсмологическими методами в очагах землетрясений на глубоких уровнях литосферы и структурным анализом в верхних частях земной коры.

Реконструкция геодинамических обстановок проведена нами для следующих интервалов времени: 1) ранний — средний карбон, 2) поздний карбон — ранняя пермь; 3) конец ранней — начало поздней перми, 4) конец перми — начало триаса. Выделение соответствующих эпох опирается на полученные в последние годы датировки магматических образований как палеофлористическими, так и изотопными определениями возраста пород [11, 19, 31, 33].

Ранний — средний карбон. Как было отмечено выше, в раннем — среднем карбоне палеотектоническая обстановка на территории МНР и в прилегающих частях КНР определялась существованием двух главных структурных элементов первого порядка: 1) южной окраины Северо-Евразийского палеоконтинента, только что образовавшегося в результате аккреции земной коры в процессе герцинской эпохи тектогенеза, и 2) океанского бассейна Палеотетиса (рис. 2). Граница между ними проходила на крайнем юге Монголии внутри раннемезозойских складчатых сооружений, разделяя миогеосинклинальный Даланульско-Лугингольский прогиб от эвгеосинклинального Солонкерского.

Южная окраина Северо-Евразийского палеоконтинента в это время носила ярко выраженный активный характер, поскольку в ее пределах, начиная со второй половины раннего карбона и в среднем карбоне, формировался эпиконтинентальный краевой вулканический пояс. Этот пояс образован мощными вулканическими дифференцированными сериями андезито-базальтового, андезитового, дацитового и риолито-дацитового состава, развитыми по всей территории южномонгольских герцинид [29]. Вулканические продукты по своим петрохимическим особенностям отнесены к известково-щелочному ряду (рис. 3). Вулканический пояс несогласно наложился на герцинские складчатые комплексы сикура, девона и, возможно, самых низов карбона, т. е. на область аккреции и сильнейшего тектонического сжатия земной коры в раннем карбоне. Детальные петрохимические исследования, выполненные в западной части южномонгольского отрезка краевого вулканического пояса [34], показали, что увеличение содержания калия в вулканических породах одинаковой кремнекислотности возрастает от южной к северной части пояса (см. рис. 3). Эти данные позволили реконструировать палеозону Беньюфа, выход которой на современную земную поверхность проектируется по северной периферии Солонкерской эвгеосинклинальной зоны.

Севернее, в тыловой по отношению к краевому вулканическому поясу части активной континентальной окраины в раннем и среднем карбоне унаследованно от девонского времени формировался обширный эпиконтинентальный Хангай-Хэнтэйский моногеосинклинальный прогиб. Этот прогиб выполнен мощными непрерывными морскими терригенными сериями турбидитного состава и флишоидного строения девонско-раннекаменноугольного возраста, в верхней своей части сменяющимися визе-наюрскими — среднекаменноугольными моласами [25]. Наряду с Хангай-Хэнтэйским прогибом в турнейское, визейское и намюрское время к северу и югу от него возник целый ряд более мелких, но аналогичных по типу и формационному заполнению прогибов и впадин, заложившихся на континентальном догерцинском основании. К ним относятся Орхонский прогиб в Северной Монголии, Баян-Цаганский прогиб и Салхитская впадина в Центральной Монголии и ряд других еще более мелких структур [18]. Непрерывное, часто весьма интенсивное прогибание во всех этих прогибах и впадинах, сохранявшееся на протяжении раннего и начала среднего карбона, указывает на то, что в этот период времени северная часть активной континентальной окраины в отличие от ее южной части находилась в условиях тектонического растяжения. Сжатие и обусловленная им складчатость в этих прогибах, особенно в Хангай-Хэнтэйском, проявились значительно позднее, в позднем карбоне или в самом начале ранней перми. На это указывает факт резко несогласного среза-



ния коробчатых и брахиформных складок в ниже- и среднекаменноугольных толщах Хангайского синклинория нижнепермскими вулканогенно-осадочными образованиями [4].

Таким образом, в раннем — среднем карбоне вблизи южной границы МНР располагалась субширотная зона активного взаимодействия Северо-Евразийской континентальной (на севере) и Центрально-Азиатской (или Солонкерской) существенно океанской (на юге) плит. Последняя лишь в своей самой южной части включала участки с докембрийской материковой корой — фрагменты будущей Китайско-Корейской платформы. Зона взаимодействия плит характеризовалась интенсивным сжатием, в условиях которого в глубоких частях литосферы осуществлялся процесс субдуктивного пододвигания океанской коры Палеотетиса под континентальную плиту Северо-Евразийского палеоконтинента, а на земной поверхности возникло обширное краевое поднятие (рис. 4, А). Вещественным результатом процесса субдукции океанской коры явились известково-щелочные вулканы ранне- и среднекаменноугольного Южно-Монгольского пояса с типовой для краевых вулканических поясов андийского типа петрохимической зональностью. Выявленная в них тенденция возрастания содержания калия в вулканических породах позволила реконструировать первичный наклон зоны Бенъофа, составляющий, согласно расчетам по методу Дикинсона, примерно 45° на север [34]. Судя по проекции палеозоны Бенъофа в раннем — среднем карбоне, глубоководный желоб проходил по южной периферии континентальной плиты у подножия континентального склона, реставрируемого по терригенным комплексам Даланульско-Лугингольской зоны.

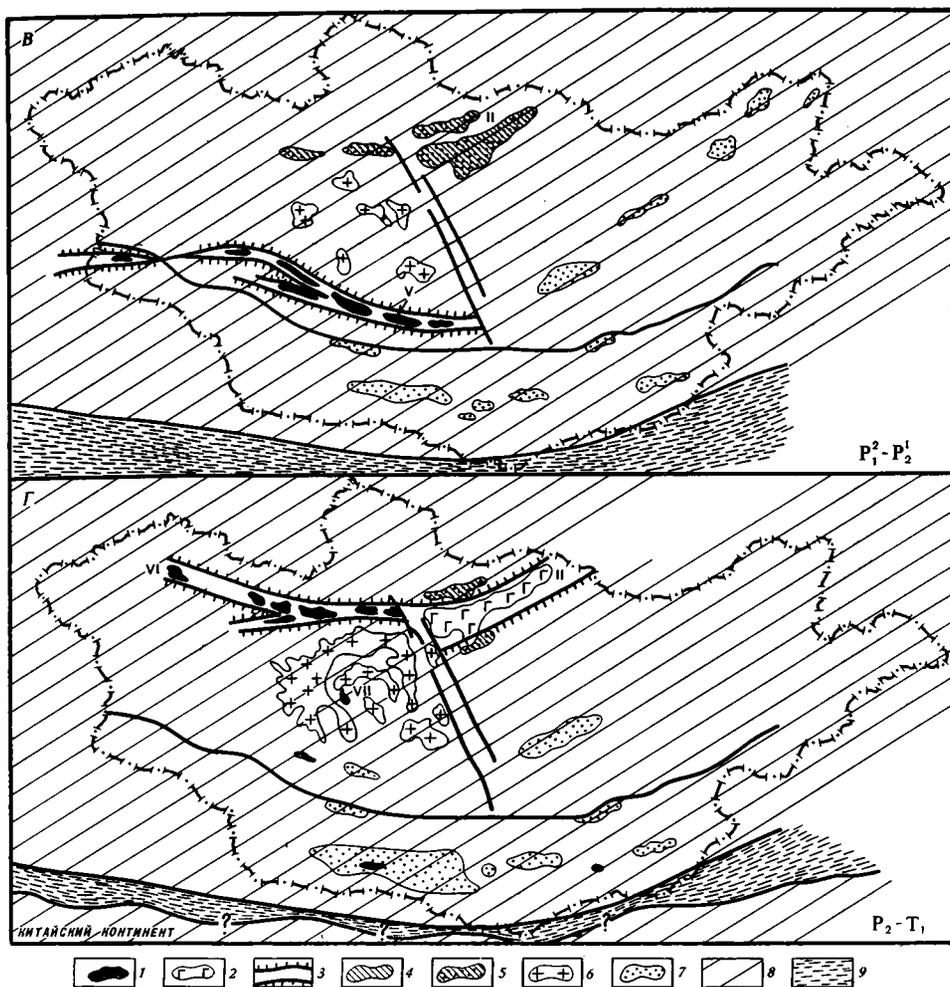


Рис. 2. Размещение позднепалеозойских образований на территории Монголии по возрастным диапазам: А — ранний — средний карбон, Б — поздний карбон — ранняя пермь, В — верхи ранней — низы поздней перми, Г — поздняя пермь — начало триаса 1 — бимодальные вулканические ассоциации с комендитами, а также щелочные граниты и другие щелочные породы; 2 — трахибазальтовые ассоциации, 3 — рифтовые зоны, 4 — ассоциации известково-щелочных пород нормальной щелочности, 5 — ассоциации известково-щелочных пород повышенной щелочности (субщелочные), 6 — гранодиориты, 7 — терригенные комплексы, 8 — континент, 9 — океанический бассейн. I — Хангай-Хэнтэйский прогиб, II — Орхон-Селенгинский прогиб, III—VI — рифтогенные зоны: III — Зона Главного Монгольского линеймента, IV — Гоби-Тянь-Шаньская, V — Гоби-Алтайская, VI — Идерско-Селенгинская, VII — Хангайский батолит

К северу и югу от области сжатия в зоне взаимодействия плит располагались сопряженные с ней области растяжения в земной коре и мантии (рис. 4, А). В северной из них, отмеченной выше, активно протекали процессы прогибания и седиментации в Хангай-Хэнтэйском и более мелких (Орхонском, Баян-Цаганском) эпиконтинентальных морских прогибах, аналогах современных внутренних морей. Южная область растяжений, приуроченная к океанской плите Палеотетиса, вероятно, была связана с субширотно ориентированным срединно-океанским хребтом и его рифтовой зоной, в которой в это время, как мы предполагаем, происходило новообразование океанской коры. Существование нижнекаменноугольных офиолитов в Солонкерской зоне Внутренней Монголии [6, 21], а также в смежных районах Северного Китая служит косвенным подтверждением этому.

Подобная геодинамическая обстановка сохранялась до середины карбона, когда в результате очередного мощного импульса тектонических движений началось восточное активное надвижение Северо-Евразийской

континентальной плиты на океанскую кору Палеотетиса. Факт перемещения в южном направлении в позднем палеозое Северо-Евразийской континентальной плиты, а в более ранние периоды палеозоя таких ее будущих фрагментов, как Сибирская платформа, убедительно показан в результате анализа палеомагнитных данных А. Я. Кравчинским [12], А. Н. Храмовым [26, 27] и В. П. Родионовым [28].

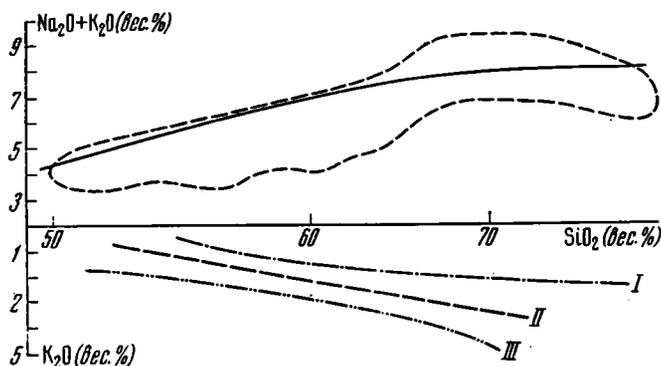


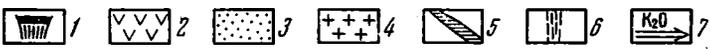
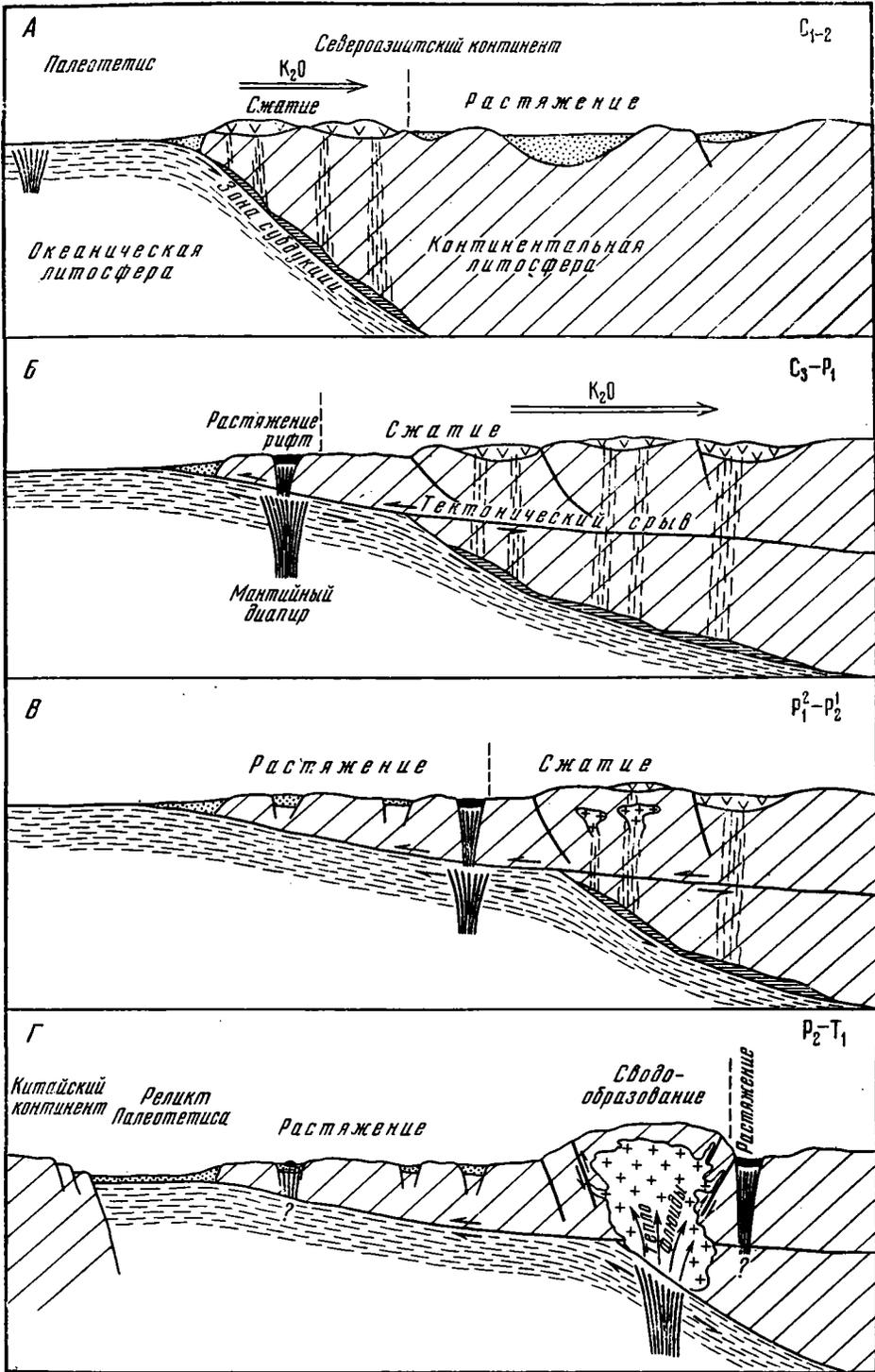
Рис. 3. Петрохимическая диаграмма ранне-среднекаменноугольных вулканических образований Южной Монголии. Пунктирным контуром изображено поле составов вулканитов, сплошная линия — граница составов пород нормального и субщелочного ряда по [8]. Вариационные линии I—III показывают содержания K_2O в породах следующих вулканических ассоциаций: I — южной (хребты Ноен и Тост), II — осевой (горы Арелан-Хаирхан) и III — северной (хр. Эндренгийн-нуру) частей вулканического пояса. Линии даны в соответствии с работой [34]. При переходе от I к III отражено изменение содержания K_2O в вулканитах Южно-Монгольского пояса в направлении с юга на север

Поздний карбон — ранняя пермь. (см. рис. 2, Б). В этот период времени в пределах позднепалеозойского магматического ареала Монголии происходила постепенная перестройка плана петрохимической зональности, свойственной предшествующему этапу. Область распространения вулканитов известково-щелочной серии смещается на север — в Центральную (Среднее Гоби) и Восточную Монголию, где они представлены мощным (до 2—3 км) комплексом существенно андезитовых и риолито-дацитовых толщ. Петрохимический характер этих вулканитов можно видеть на диаграмме (рис. 5), в соответствии с которой породы относятся к известково-щелочной петрохимической серии и обладают нормальной щелочностью. Их раннепермский возраст установлен по фаунистическим остаткам, а также подтверждается согласным налеганием на средне- и верхнекаменноугольные морские песчано-алевролитовые отложения. В свою очередь нижнепермская вулканическая толща вверх по разрезу переходит в нижнепермские же терригенные образования, которые уже с разрывом и несогласием перекрываются верхнепермской континентальной молассой.

В Северной Монголии, главным образом в Орхон-Селенгинском прогибе, развита синхронная (первая половина ранней перми) вулканическая серия, которая, однако, по составу пород и их петрохимическим особенностям отлична от центральномонгольской (см. рис. 5). Здесь [18, 19, 35] развиты породы субщелочной вулканической серии нижней перми, в которой выделяются две толщи. Нижняя толща основных и средних эффузивов образована исключительно лавами трахибазальто-

Рис. 4. Схема взаимодействия континентальной (Северо-Евразийской) и океанской (Палеотетиса) литосферных плит в позднем палеозое: А — ранний — средний карбон, Б — поздний карбон — ранняя пермь; В — конец ранней — начало поздней перми, Г — поздняя пермь — ранний триас. Субмеридиональное сечение с юга на север примерно в центральной части Монголии

1 — рифтовые зоны с бимодальными вулканическими ассоциациями и щелочными гранитами, 2 — вулканические ассоциации известково-щелочной серии, 3 — терригенные комплексы, 4 — зоны активного гранитообразования, 5 — области магнообразования в зонах субдукции, 6 — магмовыводящие корневые системы известково-щелочного магматизма, 7 — направление возрастания K_2O в известково-щелочных магматических образованиях



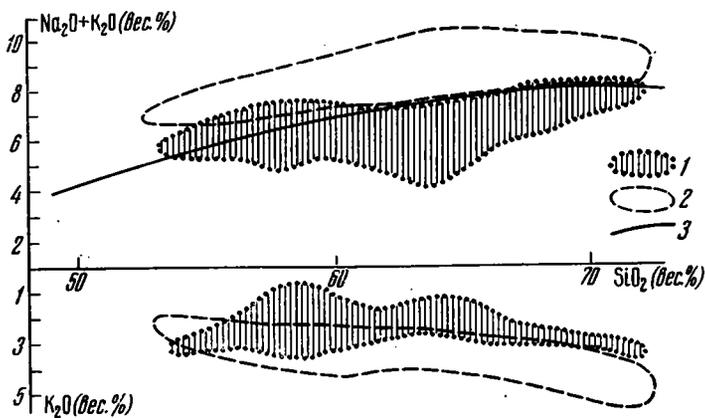


Рис. 5. Петрохимическая диаграмма пермских известково-щелочных вулканических серий Центральной и Северной Монголии

1—2 — поля составов вулканитов: 1—Центральной Монголии, 2—Северной Монголии; 3—граница составов пород нормального и субщелочного ряда

вого, трахиандезитового и реже андезито-базальтового состава; верхняя толща состоит в основном из лав и игнимбритов риолитового и трахириолитового состава. Общая мощность этой субщелочной серии достигает 3—4 км. Повышенное содержание калия в породах нижнепермской вулканической серии Орхон-Селенгинского прогиба по сравнению с аналогичными породами Центральной Монголии, как это было отмечено В. В. Кележинским и И. В. Лучицким [7], особенно ярко проявлено в наиболее меланократовых основных и кислых породах, что заставляет думать о субщелочной основной родоначальной магме в этом районе.

В Южной Монголии, где в раннем—среднем карбоне господствовали известково-щелочные вулканические образования, в первой половине ранней перми, как это было установлено в последние годы В. В. Ярмолюком, В. И. Коваленко и А. В. Гореглядом [2, 31, 32], широкое развитие получили магматические породы бимодальной базальт-трахириолит-комендитовой щелочной ассоциации (рис. 6). Пространственно с ними тесно связаны мощные дайковые пояса того же состава [33], а также массивы щелочных гранитов [9—11]. Эти образования локализируются в пределах двух линейных субширотных грабенообразных зон — южной Гоби-Тянь-Шаньской, вдоль которой слагают непрерывную цепочку полей (в хребтах Цаган-Богдо, Ноён, Номгон, в районе сомона Хан-Богдо и т. д.), и северной, приуроченной к зоне Главного Монгольского линеймента (см. рис. 2, Б). Состав бимодальной серии характеризуется перемежаемостью в разрезах покровов оливиновых базальтов с линзообразными телами субщелочных риолитов и комендитов. Объемные соотношения основных и кислых вулканитов в строении вулканических зон составляют 2 : 1 — 3 : 1. Мощность вулканических толщ достигает 2—2,5 км. По составу пород, их петрохимическим и геохимическим особенностям, а также по линейной форме локализации и пространственной ассоциации с дайковыми поясами бимодальная базальт-трахириолит-комендитовая серия является полным аналогом магматических комплексов современных континентальных рифтовых зон.

Таким образом, в первой половине ранней перми распределение различных петрохимических групп и серий пород в пределах Монгольского магматического ареала подчинялось как бы симметричной зональности, при которой область распространения известково-щелочных пород занимала центральное положение, а щелочных и субщелочных — располагалась по ее южной и северной периферии. Установленная перестройка петрохимической зональности была связана, по нашему мнению, с изменением в пределах рассматриваемого региона геодинамических обстановок.

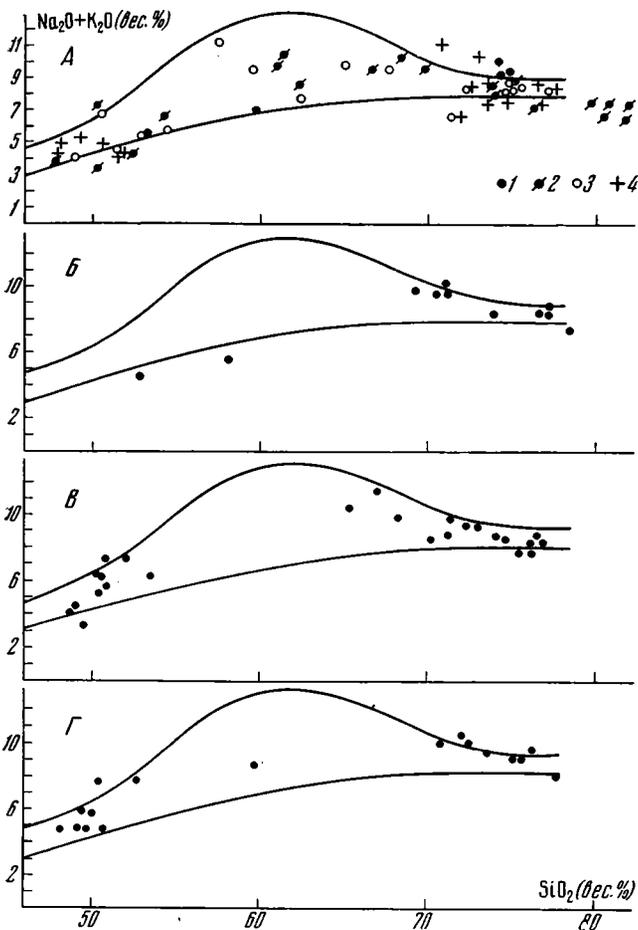


Рис. 6. Петрохимическая диаграмма пермских и пермских — раннетриасовых бимодальных вулканических серий Монголии. Вулканогенные зоны: А — Гоби-Тянь-Шаньская; вулканические поля: 1 — хр. Цаган-Богд, 2 — сомон Хан-Богд, 3 — сомон Номгон, 4 — хребты Ноен и Тост; Б — Главного Монгольского ленамента, В — Гоби-Алтайская, Г — Идерско-Селенгинская. Линиями ограничено поле составов пород субщелочного ряда по [8]

Как известно, середина карбона была временем перестройки структурного плана практически во всех герцинских складчатых областях Евразии, что позволило говорить о глобальном импульсе горизонтальных тектонических движений, обусловившим тектоническое сжатие и формирование обширных пространств новой континентальной коры и даже создание новых континентов, подобных Северо-Евразийскому палеоконтиненту [20, 23]. Конкретным проявлением этого глобального процесса применительно к территории Монголии, мы полагаем, было возникновение под Северо-Евразийским палеоконтинентом, во всяком случае под его южным краем, гигантского очень пологого субгоризонтального тектонического срыва в нижних горизонтах коры или на границе коры и мантии (см. рис. 4, Б).

По этому срыву южные краевые части Северо-Евразийской континентальной плиты быстро, хотя и неравномерно, стали надвигаться в южном направлении на океанскую плиту Палеотетиса, последовательно перекрыв зону субдукции, а затем и располагавшийся в это время сравнительно недалеко от границы плит срединно-океанский хребет и его активную рифтовую зону (см. рис. 4, Б). При этом зона субдукции, сохранившаяся, как и срединно-океанская рифтовая зона, судя по всему, на какое-то время свою активность и в погребенном состоянии, оказалась

под той частью континентальной плиты, которая соответствовала Центральной и Северной Монголии, а океанская рифтовая зона — под Южной Монголией. Если это рассуждение справедливо, то тогда легко найдется логическое объяснение новой петрохимической зональности, возникшей в ранней перми.

В самом деле, область раннепермского известково-щелочного магматизма и сопряженного с ним субщелочного магматизма с закономерным возрастанием содержания калия в породах с юга на север, свойственная в раннем—среднем карбоне южному краю Северо-Евразийской плиты в зоне субдукции океанской коры, оказалась смещенной на север на 200—250 км. Одновременно на такое же расстояние из Южной Монголии в Центральную переместилась область тектонического сжатия, которое, как известно, характерно для зон субдукции, что хорошо увязывается с предполагаемым встречным горизонтальным перемещением горных масс выше и ниже тектонического срыва. На это указывает приуроченность к этому интервалу времени складчатости в Хангай-Хэнтейском моногеосинклинальном прогибе, усиленно прогибавшемся в раннем и среднем карбоне, но испытывавшем брахиформные и коробчатые складчатые деформации в самом конце карбона и сводовое поднятие — в перми.

Напротив, Южная Монголия, где в раннем—среднем карбоне в условиях тектонического сжатия активно проявлялся известково-щелочной вулканизм, в ранней перми стала областью растяжения земной коры и эпиконтинентального рифтогенеза со всем сопутствующим ему ансамблем щелочных магматических пород бимодальной серии. Локальный раздвиг литосферы с образованием бимодальных и щелочных вулканитов естественно объяснить влиянием поднимающегося мантийного диапира в погребенной океанской рифтовой зоне, а условия однонаправленного (на юг) движения горных масс и в перекрывающей континентальной и подстилающей океанской (к югу от рифтовой зоны) плит должны были только способствовать этому процессу. Наличие двух линейных рифтовых структур (см. рис. 2, Б) может быть связано либо с некоторой их разновозрастностью (с запаздыванием рифтогенеза в более северной зоне Главного Монгольского линеамента), которая не фиксируется в рамках имеющихся датировок, либо площадной, а не линейной (как изображено на рис. 4, Б) формой проявления рифтогенеза. Второй случай имел место в позднем кайнозое запада Северной Америки, где существует много доказательств в пользу того, что Северо-Американская литосферная плита перекрыла Восточно-Тихоокеанское поднятие и его рифтовую зону. Как и в нашем случае, над областью этого перекрытия происходило интенсивное излияние вулканитов бимодальной серии с комендитами [36]. Не случайно так много общего в геологическом строении запада Северной Америки в кайнозое и Монголии в позднем палеозое.

Оформившийся в позднем карбоне—ранней перми план петрохимической зональности магматического ареала Монголии в дальнейшем в главных чертах сохранялся на протяжении всей перми и раннего триаса, хотя пространственное положение отдельных петрохимических зон изменялось в результате перемещения на север.

Середина перми (конец ранней — начало поздней) (см. рис. 2, В). В середине перми магматические процессы протекали главным образом на территории Центральной и Северной Монголии, тогда как южная часть страны не была ими затронута. В строении сформировавшегося в это время магматического ареала широкое распространение получили известково-щелочные магматические комплексы, к которым относятся гранитоидные плутоны Хангая и вулканиты вулканогенно-осадочной свиты хануйской серии Орхон-Селенгинского прогиба. Лишь в южной части магматического ареала, в Гобийском Алтае, в хребтах Чандомань, Хара- и Дунд-Аргалинту, Ихе-Богдо и Дзун-Богдо были развиты бимодальные вулканические ассоциации (см. рис. 6, В), представленные так же, как и позднекарбоновые — раннепермские вулканические комплексы в Южной Монголии, толщами переслаивающихся в разрезах покровов

оливиновых базальтов, комендитов, трахириолитов и кварцевых трахитов [30], с которыми теснейшим образом связаны массивы щелочных гранитов. Мощность вулканических толщ достигала 2 км. Они выполняют субширотную систему грабен, вытянутых вдоль северного склона Гобийского Алтая (см. рис. 2, В).

Такое строение магматического ареала, по-видимому, было обусловлено тем, что в результате продолжающегося надвигания к югу Северо-Евразийской континентальной плиты и последовательного перекрытия ею по поверхности тектонического срыва все новых частей океанской плиты мантийный диапир, отвечающий срединно-океанскому хребту, оказался в это время уже под южным обрамлением Хангая (см. рис. 4, В). Соответственно с этим сместились на север и зона тектонического сжатия, и располагавшаяся у нее в тылу более южная зона растяжения, затрагивавшие обе литосферные плиты как ниже, так и выше тектонического срыва.

В зоне сжатия, как и прежде, формировались магматические образования известково-щелочного типа: как плутонические, так и вулканические. Зона же тылового растяжения по мере увеличения своих размеров (в связи с продвижением к югу края континентальной плиты) стала проявлять новые ранее неизвестные особенности строения. Они выражались в том, что магматические образования в ее пределах в формально-бимодальной вулканической серии и щелочных гранитов локализовались лишь в ее крайней самой северной части, т. е. там, где находился в это время погребенный срединно-океанский хребет и его рифтовая зона. Остальная же, большая ее часть была практически амагматична. Зато она стала областью образования многочисленных грабенообразных впадин в результате ступенчатого опускания по разломам блоков складчатого фундамента (каледонского и герцинского), которые заполнялись мощными толщами континентальных моласс перми и триаса [18]. Примерами таких впадин могут служить Северо-Гобийская и Ценхиргольская впадины Центральной Монголии, Ноёнсомонская впадина Южной Монголии.

К середине перми размеры океанского бассейна Палеотетиса существенно сократились в результате надвигания на него Северо-Евразийской континентальной плиты, скорость которого явно превышала скорость угасающего спрединга в перекрытой рифтовой зоне. В связи с этим Палеотетис превратился в морской бассейн средиземноморского типа, в котором стали накапливаться мощные терригенные полимиктовые толщи флишевого типа, развитые в Даланульско-Лугингольской и Солонкерской зонах Внутренней Монголии. Начиная с середины перми стали стираться различия в флористических комплексах Ангарской и Катазиатской, охватывающей Китайско-Корейскую и Южно-Китайскую платформы, биогеографических провинций [3], столь резко проявленные в позднем карбоне и ранней перми. Сходство флоры указывает на пространственную близость между Северо-Евразийским и Китайско-Корейским континентами в это время и на возможный обмен между ними растительными формами.

Конец перми — начало триаса. В конце перми и, возможно, начале триаса зона бимодального и щелочного магматизма смещается еще далее к северу и проявляется практически только в Идерско-Селенгинской зоне (см. рис. 2, Г), где в это время возникли цепочки грабен, выполненные базальт-трахириолит-комендитовыми толщами до 2,5 км мощностью (см. рис. 6, Г). В ряде районов с ними связаны массивы щелочных гранитов [11]. Проявления щелочного и бимодального магматизма приурочены к Северо-Хангайской — Ханхухейской системе разломов, образуя значительные поля в районе слияния рек Чулуту и Идера и сомонов Нумурга и Тосон-Ценгел. В это же время к югу от вулканической зоны завершается формирование известково-щелочных гранитоидов Хангайского батолита. При интерпретации этой обстановки возможно несколько вариантов. Первый — при допущении дальнейшего движения к северу срединно-океанского хребта Палеотетиса под Идерско-Селенгин-

скую зону. При этом объяснении остается неясной позиция Хангайского батолита. Второй вариант предполагает, что Идерско-Селенгинская зона щелочного магматизма является передовой зоной известково-щелочного магматизма над зоной Бенъофа (как, например, грабен Альтиплано в Южноамериканских Кордильерах). Однако нам представляется, что в данном случае возможен и третий вариант, когда срединно-океанский хребет останавливается под Хангаем. Именно этот вариант изображен на рис. 4, Г. Предполагается, что над срединно-океанским хребтом в перекрывающей монолитной литосферной плите под воздействием мощного теплового и флюидного потока сформировались громадные объемы известково-щелочной гранитоидной магмы, которые продолжили формирование Хангайского батолита. В отличие от описанных выше более ранних позднепалеозойских обстановок, возможно, в связи с большей мощностью складчатого комплекса Хангайского синклинория в перекрывающей континентальной плите последняя над рифтом не расколослась. Наличие такой зоны скучивания литосферного материала вблизи рифта, но в верхней плите, способствовало плавлению в первую очередь корового, а не мантийного материала и проявлению известково-щелочного гранитного магматизма.

Подъем гранитоидного материала в виде громадных магматических интрузий несомненно усилил общее сводообразование в пределах Хангая. В связи с этим на южном и особенно северном крыльях Хангайского свода образовались зоны растяжения или вторичные рифтогенные структуры [11]. Наиболее интенсивно они проявились в пределах Идерско-Селенгинской зоны, но, судя по наличию позднепермских и раннемезозойских щелочных магматических пород на юге МНР (Лугингольский массив, дайки комендитов Ноенского района), такие вторичные рифтогенные структуры унаследованно проявились и в зонах более ранних рифтовых структур в Гобийском Тянь-Шане. Унаследованность их определяется подготовленностью зон более ранних рифтов для более позднего, вторичного рифтогенеза.

Такую геодинамическую обстановку обширного сводового поднятия с известково-щелочными, в основном гранитоидными, породами в центре магматического ареала и щелочными и бимодальными вулканогенными и интрузивными породами в рифтогенных грабенообразных структурах по северной и южной периферии, становление которой явилось результатом перекрытия Северо-Евразийской плитой активной спрединговой зоны океана. Палеотетис, мы называем калифорнийской [5, 9], поскольку она близка к геодинамической обстановке с соответствующим характером магматизма в кайнозойе запада Северной Америки, когда Северо-Американская плита перекрыла Восточно-Тихоокеанское поднятие. Становление этой обстановки в Монголии началось в позднем карбоне — ранней перми, а завершилось в конце перми — начале триаса. По-видимому, калифорнийская геодинамическая обстановка сохранилась на территории восточной части МНР в течение большей части мезозоя [5, 9].

Следует подчеркнуть, что окончательное становление в пределах Монголии геодинамической обстановки калифорнийского типа совпало во времени с моментом полного закрытия Палеотетиса в результате коллизии Северо-Евразийской континентальной плиты с Китайско-Корейским континентом. В середине триаса Палеотетис как седиментационный бассейн средиземноморского типа полностью прекратил свое существование. На его месте сформировалась Солонкерская складчатая зона ранних мезозойских и ее аналоги в Северном Китае и Маньчжурии, трансформирующие сутуру позднепалеозойского — раннетриасового Палеотетиса.

Очевидно, в результате такой коллизии прекратилось происходившее на протяжении всего позднего палеозоя активное надвигание Северо-Евразийской плиты по субгоризонтальному срыву, поскольку последняя спаялась с Китайской платформой, образовав с ней новый более крупный единый континент. Это привело к тому, что мантийный диапир, определявший существование срединно-океанской рифтовой зоны, перестал смещаться относительно верхней континентальной плиты и как бы

«остановился» под Хангайским складчатым сооружением Центральной Монголии. Несмотря на свое вырождение, остановившийся мантийный диапир обладал тем не менее огромным запасом тепловой энергии и флюидов, что способствовало прогреву земной коры над ним на протяжении значительной части мезозоя. Представляется, что именно в этом следует искать причины той необычно интенсивной и многократно возобновлявшейся тектоно-магматической активности, которая была свойственна территории Монголии в мезозое.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в позднем палеозое на территории МНР отмечается активное взаимодействие океанской литосферной плиты Палеотетиса с континентальной Северо-Евразийской плитой с образованием в пределах последней активной окраины типа андийской (карбон), которая через ряд промежуточных стадий (большая часть перми) с проявлением наряду с чисто субдукционными явлениями процессов горизонтального тектонического расслоения литосферы переходит в результате перекрытия по поверхности субгоризонтального тектонического срыва срединно-океанского хребта в активную континентальную окраину калифорнийского типа (конец перми, начало мезозоя). Конечная стадия этого процесса в поздней перми — раннем триасе (в отличие от классической интерпретации калифорнийской модели [36]) в нашем случае протекала в условиях перекрытия срединно-океанского хребта и его рифтовой зоны монолитной литосферной плитой. Поэтому воздействие рифта на континентальную плиту выразилось в выплавлении под воздействием мощного теплового и флюидного потока громадных объемов известково-щелочных магм (в первую очередь гранитных), воздымании свода над их камерами и образовании на краях свода вторичных рифтогенных структур, нередко развивающихся унаследованно в зонах более древних расколов.

Скорость пододвигания океанской плиты под континентальную можно оценить, анализируя пространственно-временные закономерности зарождения и отмирания континентальных рифтовых зон. Мы исходим из того, что перекрытие срединно-океанской рифтовой зоны континентальной плитой началось в середине карбона, когда на территории Южной Монголии прекратилось формирование известково-щелочных вулканитов. Край континента, реконструированный по выходу ранне- и средне-карбоновой зоны субдукции на поверхность, располагался в 100—120 км к югу от хребтов Гобийского Тянь-Шаня. К концу карбона мантийный диапир переместился в основание Гоби-Тянь-Шаньской зоны разломов, т. е. за 10—15 млн. лет преодолел этот путь со скоростью около 1 см/год (здесь и далее длительность отдельных эпох каменноугольного и пермского периодов дается по И. Н. Красиловой и др. [13]). К середине перми за интервал времени, равный 20—30 млн. лет, диапир сместился на 200—250 км к северу под хребты Гобийского Алтая и, таким образом, сохранил скорость передвижения, которая близка к скорости движения современных литосферных плит.

Если исходить из того, что в поздней перми скорость относительного движения мантийного диапира по крайней мере не возросла, то легко представить, что за этот период времени он не мог сместиться более чем на 200—250 км, и, таким образом, его проекция на поверхности совпадет с центральной частью Хангай-Хэнтейской герцинской моногеосинклинали. Эти соображения являются дополнительным аргументом в поддержку развитого выше представления об остановке мантийного диапира в поздней перми именно в этом месте.

Рассмотренная общая картина формирования зонально-симметричного ареала магматизма территории МНР в позднем палеозое имеет и практическое значение. Именно эта картина во многом определяет эндогенную металлогению территории МНР в позднем палеозое. В зонах щелочного магматизма в рифтогенных структурах установлены проявления редкометалльных щелочных гранитов [9], с магматическими поро-

дами повышенной щелочности (север Южно-Монгольского вулканического пояса, Орхон-Селенгинская зона) связаны медно-молибденовые месторождения. По периферии зоны известково-щелочного магматизма вокруг Хангайского батолитового ядра известны позднепалеозойские месторождения олова и вольфрама, а также редкометалльные литий-фтористые граниты Югодзья. Территория самого ядра перспективна на поиски месторождений золота.

Наконец, нельзя не обратить внимания на общность рассмотренного явления для орогенного этапа формирования складчатых поясов вообще. Если согласиться с весьма обоснованным мнением, что складчатые пояса есть зоны сжатия бывших океанических пространств, то весьма вероятно, что и срединно-океанские хребты последних оказываются под перекрывающими их континентальными плитами. Тогда, вероятно, что широкое проявление щелочных магматических пород в орогенную стадию во многих случаях обусловлено воздействием погребенных срединно-океанских рифтовых систем.

В связи с этим интересно также обратить внимание на то, что можно выделить два главных этапа рифтогенеза в истории формирования складчатых поясов: 1) начальный, в условиях общего растяжения, приводящий к громадному раздвигу литосферных плит и образованию океанского бассейна со срединно-океанской рифтовой зоной; 2) конечный, в момент закрытия океана и образования на его месте складчатого пояса, осуществляющийся на фоне общего сжатия и поэтому ограничивающийся локальным раздвигом в зонах эпигеосинклиналиного рифтогенеза.

Литература

1. Бейли Д. К. Континентальное рифтообразование и щелочной магматизм.— В кн.: Щелочные породы. М.: Мир, 1976, с. 169—183.
2. Горегляд А. В., Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Абрамова Е. Е. Комендиты и пантеллериты в Южной Монголии.— Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 6, с. 1467—1471.
3. Дуранте М. В. Палеоботаническое обоснование стратиграфии карбона и перми Монголии. М.: Наука, 1976. 280 с.
4. Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Томуртогоо О., Лхасурен Б. О времени замыкания Хангайского прогиба в варисцидах Центральной Монголии.— Геотектоника, 1969, № 5, с. 89—94.
5. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 230 с.
6. Зоненшайн Л. П. Модель развития геосинклиналиного пояса (на примере центрально-Азиатского складчатого пояса).— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974, с. 11—35.
7. Кепежинская В. В., Луцицкий И. В. Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии. М.: Наука, 1974. 70 с.
8. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
9. Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 207 с.
10. Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Павленко А. С., Перфильев А. С. Южно-Гобийский пояс редкометалльных щелочных пород МНР и его структурное положение.— Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 4, с. 911—914.
11. Коваленко В. И., Яшина Р. М., Ярмолюк В. В., Коваль П. В., Матреницкий А. Т., Мосиондз К. А., Болд Д. Позднепалеозойский магматизм Монголии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 12, с. 17—28.
12. Кравчинский А. Я. Периодичность дрейфа континентов.— Геотектоника, 1979, № 1, с. 19—26.
13. Красилова И. Н., Найдин Д. П., Немков Г. И., Ахметьев М. А. Геохронологическая шкала и принципы ее построения. Фанерозой. М.: ВИНТИ. Сер. Итоги науки и техники, 1981, 54 с.
14. Маркова Н. Г. Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1975. 120 с.
15. Мейен С. В. О гипотезе перемещения континентов с точки зрения палеофлористики карбона и перми.— Геотектоника, 1969, № 5, с. 3—16.
16. Моссаковский А. А. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии.— Геотектоника, 1970, № 4, с. 65—77.
17. Моссаковский А. А. Палеозойский орогенный вулканизм Евразии (главные формационные комплексы и тектонические закономерности размещения).— Геотектоника, 1972, № 1, с. 6—28.
18. Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозой Евразии и их место в формировании континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 379 с.
19. Моссаковский А. А., Томуртогоо О. Верхний палеозой Монголии. М.: Наука, 1976. 127 с.

20. Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Московский А. А., Перфильев А. С., Пушаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А. Становление континентальной земной коры Северной Евразии.— Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
21. Суетенко О. Д. Тектоника палеозойд юго-восточной Монголии: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1971. 28 с.
22. Схематическая карта магматических формаций Монгольской Народной Республики.— В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979 (Тр. Сов.-Монгол. н.-и. геол. экспед., вып. 30), с. 25—31.
23. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 220 с.
24. Трифонов В. Г. Новейшая структура запада США как проявление тектонической расчлененности литосферы.— Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 5, с. 1225—1229.
25. Филиппова И. Б. Основные черты строения и развития Хангайского синклинория (Центральная Монголия).— Геотектоника, 1969, № 5, с. 56—64.
26. Храмов А. Н. Магнитное поле Земли в каменноугольный и пермский периоды: Автореф. дис. на соискание уч. ст. докт. физ.-матем. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1968, 61 с.
27. Храмов А. Н. Палеомагнетизм и проблемы геодинамики.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1977, № 11, с. 68—84.
28. Храмов А. Н., Родионов В. П. Проблема Лавразии в раннем и среднем палеозое в свете палеомагнитных данных.— В кн.: Палеомагнетизм и тектоника плит. Л.: Наука, 1977, с. 108—140.
29. Ярмолюк В. В. Верхнепалеозойские вулканогенные ассоциации и структурно-петрологические особенности их развития. М.: Наука, 1978. 134 с.
30. Ярмолюк В. В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 201 с.
31. Ярмолюк В. В., Дуранте М. Б., Коваленко В. И., Аракелянц М. М., Горегляд А. В. Возраст комендит-щелочногранитных магматических ассоциаций Южной Монголии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 9, с. 40—48.
32. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Горегляд А. В., Самойлов В. С. Щелочной магматизм Южной Монголии и его структурное положение.— Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 5, с. 1244—1249.
33. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Горегляд А. В. Дайковые пояса в пермских базальт-комендит-трахириолитовых вулканических полях Монголии.— Докл. АН СССР, 1981, т. 258, № 2, с. 451—455.
34. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И. Каменноугольный вулканизм Монголии и геодинамика его формирования.— Докл. АН СССР, 1982, т. 263 № 1, с. 172—174.
35. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И. Пермские базальт-щелочнориолитовые ассоциации Северной Монголии.— Докл. АН СССР, 1983, т. 283, № 3, с. 679—682.
36. Christiansen R. L., Lipman P. W. Cenozoic volcanism and plate tectonic evolution of the Western United States II. Late cenozoic.— Phil. Trans. R. Soc. London, 1972, v. 271, № 1213, p. 249—284.

Институт геологии рудных
месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии АН СССР
Геологический институт АН СССР

Поступила в редакцию
17.VI.1982

Советско-Монгольская научно-исследовательская геологическая
экспедиция АН СССР и АН МНР

УДК 551.243.4(571.6)

ПУЩАРОВСКИЙ Ю. М., ЗИНКЕВИЧ В. П., МАЗАРОВИЧ А. О.,
ПЕЙВЕ А. А., РАЗНИЦИН Ю. Н., РИХТЕР А. В., ЦУКАНОВ Н. В.**ПОКРОВНЫЕ И ЧЕШУЙЧАТО-НАДВИГОВЫЕ СТРУКТУРЫ
В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ОБРАМЛЕНИИ ТИХОГО ОКЕАНА**

На примере ряда районов (Сихотэ-Алинь, Сахалин, Восточная Камчатка, Корякский хребет) показано широкое развитие покровных и чешуйчато-надвиговых структур в северо-западном обрамлении Тихого океана.

Охарактеризованы основные этапы становления этих структур.

Тектонический анализ горных сооружений в северо-западном обрамлении Тихого океана до последнего времени проводился многими авторами без учета горизонтальных перемещений горных масс. Структуры многих районов Востока СССР представлялись как серии антиклинориев и синклинориев, разделенных глубинными разломами, а надвиги и покровы рассматривались как образования, не имеющие принципиального значения.

В результате изучения целого ряда районов (Сихотэ-Алинь, Сахалин, Восточная Камчатка, Корякское нагорье), проведенного в Геологическом институте АН СССР, было установлено широкое распространение покровных и чешуйчато-надвиговых структур¹, становление которых сопровождалось образованием олистостромовых комплексов, серпентинитовых меланжей и региональной тектонизацией пород.

Особое внимание обращалось на изучение состава, строения и тектонического положения ультрабазитовых и габброидных массивов, меланжей, вулканогенно-кремнистых, туфотерригенных и граувакковых комплексов, т. е. таких образований, которые отвечают ранним стадиям развития высокоподвижных зон.

Цель настоящей работы — описание покровных и чешуйчато-надвиговых структур в северо-западном обрамлении Тихого океана и корреляция эпох их формирования.

Большую роль в документировании такого типа структур сыграли новые находки остатков макро- и микрофауны. Палеонтологические определения производились Н. Ю. Брагиным, В. С. Вишневской, В. С. Руденко (радиолярии); В. А. Аристовым, М. С. Пятаковой, И. С. Барсковым (конодонты); В. Н. Синельниковой, И. И. Тучковым (пеллециподы)². Всем им авторы приносят глубокую благодарность.

ЮЖНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ

На юге Приморья надвиги и покровы выделялись во всех тектонических зонах [5]. Однако они рассматривались как незначительные разрывы, осложняющие складчато-глыбовую структуру региона. Исследования последних лет [10, 11] позволяют утверждать, что роль чешуйчато-надвиговых и покровных дислокаций недооценивалась. Ниже это будет показано на примере Западно-Сихотэ-Алинской и Прибрежной тектонических зон (тектоническая зональность Южного Приморья отображена на рис. 1).

В Западно-Сихотэ-Алинской тектонической зоне выделяется относительный автохтон, который перекрыт тремя аллохтонными комплексами (рис. 2).

¹ Позднекайнозойские и современные надвиги в статье не рассматриваются.

² Радиолярии и конодонты из кремнистых пород извлекались нами при помощи плавиковой кислоты.

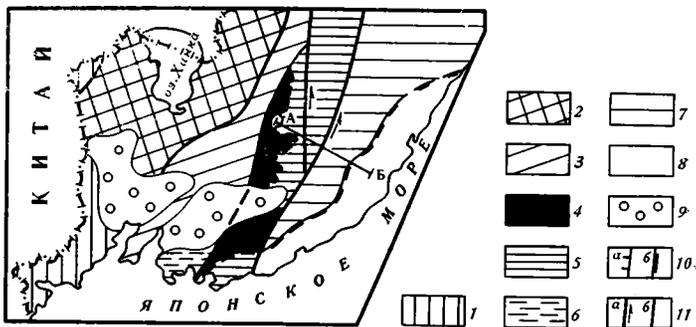


Рис. 1. Схема тектонической зональности Южного Приморья 1 — Западно-Приморская мегазона; 2, 3 — Ханкайская мегазона: 2 — Ханкайский массив, 3 — Арсеньевская зона; 4—8 — Сихотэ-Алинская мегазона: 4—6 — Западно-Сихотэ-Алинская зона с подзонами: 4 — Сергеевская, 5 — Уссурийская, 6 — Дунайская; 7 — Восточно-Сихотэ-Алинская зона; 8 — Прибрежная зона; 9 — наложенные впадины; 10, 11 — разломы: 10 — надрывы: а — позднюрские — раннемеловые, б — турон-раннесенонские, 11 — крутопадающие разломы: а — сдвиги, б — прочие.

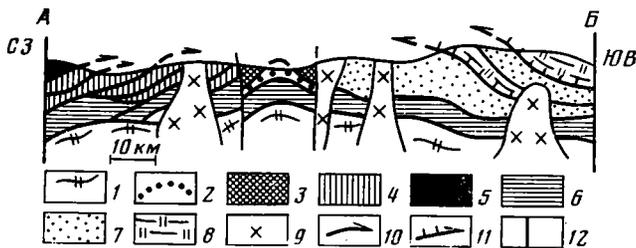


Рис. 2. Схематический геологический профиль от Сергеевской подзоны к Прибрежной зоне (местоположение профиля см. рис. 1)

1 — переработанная кора океанического типа; 2 — относительный автохтон Западно-Сихотэ-Алинской зоны; 3—5 — аллохтонные комплексы: 3 — нижний, 4 — средний, 5 — верхний; 6 — палеозойские — нижнемезозойские комплексы предполагаемые; 7 — терригенные нижнемеловые отложения Восточно-Сихотэ-Алинской зоны; 8 — терригенно-кремнистые и карбонатные образования позднепалеозойского — раннемезозойского возраста; 9 — гранитоиды верхнемезозойские; 10—12 — разломы: 10—11 — надрывы (10 — позднюрские — раннемеловые, 11 — турон — раннесенонские), 12 — вертикальные

Относительный автохтон в районе с. Павловка слогаается олисто-стромовым комплексом (J_3 — Cg_1), представляющим собой сильноотектонизированные терригенные породы, в которые заключены глыбы и блоки габброидов ($Pz_2?$), гранитоидов ($Pz_2?$), известняков (Pz_3) и щелочных базальтоидов (J_{2-3}) [11].

Нижний аллохтонный комплекс сложен амфиболизированными и катаклазированными габброидами ($Pz_2?$), в основании которых прослеживается зона меланжированных пород. На габброиды с размывом ложатся слюдистые аркозовые песчаники верхней перми, которые без видимого несогласия сменяются алевролитами триаса. Общая мощность осадочных пород достигает 900 м. Южнее района с. Бреевка олисто-стромы не выделены. Здесь породы нижнего аллохтонного комплекса являются наиболее низким структурным элементом.

Средний комплекс слогаается эффузивами основного состава, кремнями, песчаниками, алевролитами, алевропелитами, часто с глыбами разнообразных пород. До последнего времени все эти породы относились к тудовакской свите (S — D_1) и улахинской серии (C — P).

Новые находки фауны показали, что значительную роль в строении этого комплекса играют породы нижнего мезозоя. Палеозойские известняки встречаются только в виде экзотических глыб, а кремни — как в глыбах, так и в виде аллохтонных пластин.

Наиболее древние породы среднего комплекса сложены вулканитами основного состава, кремнистыми и терригенными образованиями общей мощностью до 3000 м. Спилиты и базальты содержат глыбы верхнепалеозойских известняков. Основание разреза не известно. Возраст толщ — верхи поздней перми — средний триас. С постепенным переходом она надстраивается вулканогенно-терригенно-кремнистыми образованиями с радиоляриями анизийско-ладинского возраста мощностью до 2000 м. Вулканы основного состава в них играют подчиненную роль. Выше по разрезу появляются толщ существенно кремнистого состава, сложенные ленточными кремнями, песчаниками и алевролитами. Возраст по находкам радиолярий и конодонтов устанавливается как карний — ранний норий. Мощность превышает 600 м. Разрез венчается черносланцевыми толщами, сложенными алевролитами, аргиллитами, алевропелитами с многочисленными прослоями песчаников, кремнистых пород и, реже, вулканитов основного состава. В верхах разреза увеличивается количество гравелитов и песчаников. Характерная черта толщ — наличие подводно-оползневых текстур и многочисленных глыб, блоков и обломков кремней, песчаников, алевролитов как верхов поздней перми, так и разных уровней триаса, а также каменноугольных и пермских известняков. Возраст толщ по находкам радиолярий и монотисов устанавливается как поздний норий — байос, бат (?). Мощность 350 м. Все указанные породы объединены в сихотэ-алинский комплекс, стратиграфически выше которого располагаются толщ маломощных щелочных базальтоидов и их туфов, сформированных в позднеюрское время в субаэральных условиях.

Породы сихотэ-алинского комплекса слагают сложнопостроенные пакеты чешуйчатых надвигов, наклоненных на северо-запад под углами от 30 до 80°, а в ряде случаев и тектонические покровы. Для всех пород характерна региональная тектонизация, сланцеватость и катаклаз и мелкая складчатость. В ряде районов чешуйчатая структура осложняется син- и антиформными складками.

На западе Западно-Сихотэ-Алинской тектонической зоны, выше среднего аллохтонного комплекса, залегают тектонические пласты амфиболитованных и катаклазированных габброидов, габбро-норитов, амфиболитов и реже ультраосновных пород среднепалеозойского, а возможно, и еще более древнего возраста (верхний аллохтонный комплекс). Эти породы наиболее древние в пределах Сихотэ-Алиня, т. е. они представляют собой остатки древнего меланократового фундамента. Контакты массивов, смятые в синформные складки, тектонические. К ним приурочены мощные зоны динамосланцев (в ряде случаев с глаукофаном) по породам сихотэ-алинского комплекса, зоны дробления, серпентинитовый меланж незначительной мощности, либо серпентинитовые сланцы.

Судя по устойчивому северо-западному наклону плоскостей надвигов и юго-восточной vergenции складок, перемещение происходило с северо-запада на юго-восток. При этом амплитуда перемещения в образованиях сихотэ-алинского комплекса, видимо, не превышала первых десятков километров, но была несколько большей для массивов основных и ультраосновных пород. Становление структур происходило в поздней юре — раннем мелу. Сильные тектонические деформации во многом усложнили строение сихотэ-алинского комплекса.

Вторым районом, где известны покровные структуры, является Прибрежная тектоническая зона, расположенная на восточном склоне Сихотэ-Алиня. Здесь покровные и надвиговые структуры сильно раздроблены на блоки и осложнены структурами Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса позднемелового — палеогенового возраста. Аллохтонные массы слагаются карбонатными и кремнистыми породами каменноугольного и пермского возрастов, а также карбонатными и кремнисто-терригенными отложениями нижнего мезозоя. Относительным автохтоном являются терригенные, в ряде мест флишевые породы раннемелового возраста. Все породы смяты в напряженные складки,

при этом устанавливается их северо-западная vergence. Общее движение масс происходило с юго-востока на северо-запад в турон-раннесенонское время. Амплитуды перемещения достигают десятков километров.

Резюмируя вышесказанное, отметим, что покровные и чешуйчато-надвиговые структуры были сформированы на разных этапах тектонического развития Южного Сихотэ-Алиня. При этом в послеваланжинское время произошла переориентация направления движения тектонических масс. Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры Приморья свидетельствуют о тектонической расслоенности земной коры региона и требуют своего дальнейшего изучения, так как Южный Сихотэ-Алинь является важным горно-рудным районом юга Дальнего Востока СССР.

САХАЛИН

Чешуйчато-надвиговые структуры на Сахалине раньше описывались на п-ове Шмидта и в отдельных районах Восточно-Сахалинских гор [4, 13, 14, 18]. Ныне они выявлены также в обрамлении Тымь-Поронайской депрессии, в Сусунайском хребте и на Тонино-Анивском полуострове. При исследовании структурных соотношений между различными литолого-стратиграфическими комплексами острова специальное внимание было обращено на геологию метаморфических образований. Исследования показали, что они вместе с метаофиолитовыми сериями трассируют крупный глубинный надвиг, к которому приурочены серпентинитовые протрузии, зоны интенсивной складчатости, перекристаллизованные и динамометаморфизованные породы. Последние ранее картировались как палеозойские (?) метаморфические комплексы Сахалина. Возраст этих комплексов оказался значительно моложе, что подтверждено находками микрофауны.

На основе новых микропалеонтологических данных мезозойские образования Сахалина представлены вулканогенно-кремнистым комплексом (Т—К₁) и серией верхнемеловых отложений (К₂), формировавшихся в различных палеотектонических структурах и впоследствии тектонически совмещенных в осевой зоне Сахалина. Толщи (К₂) сложены терригенными, олистостромовыми и кремнисто-терригенно-вулканогенными образованиями. Соответствующие разрезы описаны на о. Хоккайдо, в Сусунайском хребте и в западных отрогах Восточно-Сахалинских гор. Строение вулканогенно-кремнистых толщ рассмотрено в работе [16]. Их разрезы описаны в тех же самых районах, а также в собственно Восточно-Сахалинских горах, на Тонино-Анивском полуострове и в зоне Камуикотан на о. Хоккайдо. Помимо отмеченных двух комплексов в составе отдельных тектонических пластин наблюдаются отложения переходного характера, сложенные переслаиванием черных и серых терригенно-кремнистых и вулканогенно-яшмовых образований. Верхний мел в осевой части Сахалина представлен несортированными песчаниками, олистостромовыми и флишевыми отложениями. Кроме того, в пределах распространения метаморфических толщ помимо триасно-нижнемеловых терригенно-кремнистых и вулканогенно-кремнистых образований, верхнемеловых туфотерригенных отложений с кампанскими (?) карбонатными конкрециями, а также грубозернистых метапесчаников с обломками черных алевролитов, кремней и эффузивов в серпентинитовых меланжах присутствуют экзотические породы (гипербазиты, различные амфиболиты, эклогиты и др.), представляющие собой реликты метаофиолитового комплекса и древнего основания острова.

Новые данные по стратиграфии мезозоя существенно изменили представления о тектонической структуре Сахалина, что и отражено на ряде профилей (рис. 3).

В восточном хребте п-ова Шмидта (см. рис. 3, профиль I) на сеноманские флишеидные отложения надвинут пакет чешуй, разделенных зонами серпентинитового меланжа. Чешуи сложены серпентинизирован-

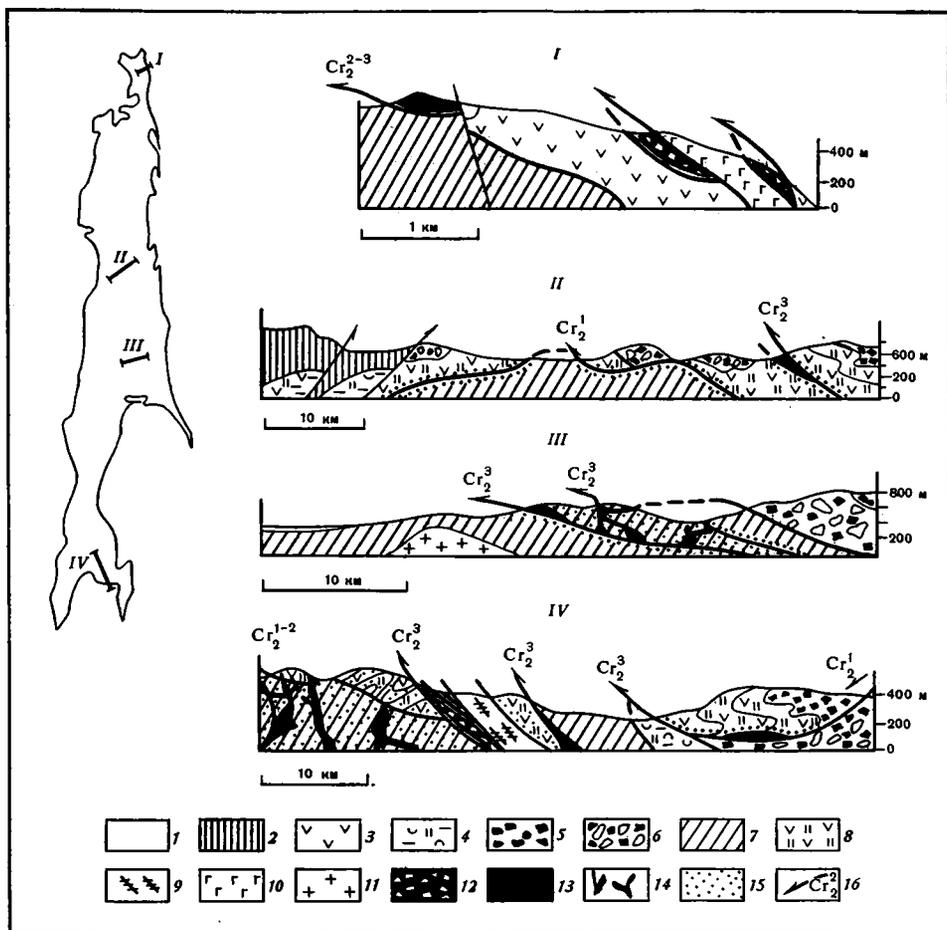


Рис. 3. Геологические профили через п-ов Шмидта (I) и осевую часть острова Сахалин (II—IV)

1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — терригенные отложения (Cg_2 —Pg); 3 — эффузивы основного состава (Cg_2); 4 — туфотерригенные отложения (Cg_{2al} — Cg_{2cm}); 5 — грубообломочные терригенные отложения (Cg_2); 6 — олистостромовый комплекс (Cg_2); 7 — нерасчлененные вулканогенно-кремнистые (Т— Cg_1) и терригенные (Cg_2) отложения; 8 — вулканогенно-кремнистые образования (Т— Cg_1); 9 — амфиболиты и амфиболовые сланцы; 10 — габбро- и габбро-диабазы; 11 — гранодиориты (Pg); 12 — серпентинитовый меланж; 13 — серпентиниты и серпентинизированные гипербазиты; 14 — серпентинитовые и серпентинит-талкитовые протрузии; 15 — динамометаморфизованные породы мезозоя; 16 — надвиги (индекс указывает время формирования)

ными гарцбургитами, габбро и габбро-диабазами, основными эффузивами орлинской свиты. Последние включают глыбы и обломки юрско-нижнемеловых яшм, глинисто-кремнистых пород и мраморизованных известняков. Становление офиолитовых аллохтонов произошло не ранее конца позднего мела [14].

На широте пос. Тымовского (см. рис. 3, профиль II) относительный автохтон представлен рассланцованными туфотерригенно-кремнистыми отложениями, возраст которых пока не определен. Залегающие структурно выше тектонические пластины сложены вулканогенно-кремнистыми (яшмовыми) образованиями триаса — нижнего мела и песчаниками предположительно сеноман-раннесенонского возраста. Песчаники состоят из плохо окатанных обломков пород вулканогенно-кремнистого комплекса отложений и включают как отдельные олистолиты, так и тела олистостромов. Вулканогенно-кремнистые образования совместно с песчаниками слагают аллохтонные пластины, которые имеют складчатую и тонкорасчешуенную внутреннюю структуру.

В западных отрогах Восточно-Сахалинских гор (см. рис. 3, профиль III) относительным автохтоном является мезозойская терригенная толща, перекрытая пакетом тектонических пластин, сложенных вулканогенно-терригенно-кремнистыми образованиями. В кремнях обнаружены радиолярии юрско-мелового возраста. Этот комплекс метаморфизован в хлоритовой субфации и пронизан серпентинит-талъкитовыми протрузиями. Метаморфизованные отложения совместны с надвинутой на них пластиной неметаморфизованных терригенно-кремнистых осадков (C_2) тектонически перекрыты верхнемеловой терригенной толщей с телами олистостромов.

В Сусунайском хребте (см. рис. 3, профиль IV, левая часть) тектонически совмещены черные терригенно-кремнистые и вулканогенно-яшмовые образования, верхнемеловые песчаники и туфотерригенные отложения с карбонатными конкрециями. Породы сложно дислоцированы, неоднородно метаморфизованы, на отдельных участках пронизаны серпентинитовыми протрузиями, которые включают блоки гипербазитов, различных амфиболитов и амфиболовых сланцев. На западе Тонино-Анивского полуострова (см. рис. 3, профиль IV, правая часть) на верхнемеловых флишевых отложениях и олистостроме залегает тектонический покров, сложенный вулканогенно-кремнистыми образованиями триаса — нижнего мела.

Этапы становления чешуйчато-надвиговых и покровных структур Сахалина, по-видимому, приходятся на следующие временные интервалы.

В альбе — раннем сеномане процессы тектонического сжатия привели к смятию и расчешуиванию триас-нижнемеловых вулканогенно-кремнистых толщ. Параллельно с формированием чешуйчатых структур происходило накопление плохо сортированных песчаников с линзами конгломерато-брекчий, обломочная часть которых представлена породами подстилающего комплекса. В конце сенона (?) завершилось тектоническое совмещение одновозрастных, но образованных в различных структурно-фациальных зонах терригенно-кремнистых и сугубо терригенных комплексов. Восточнее происходило растяжение, которое привело к раздроблению вулканогенно-кремнистых толщ мезозоя, обломки которых попали в изливающиеся толеитовые базальты (орлинская свита п-ова Шмидта). В целом возникшая геодинамическая система определяется, видимо, как тыловой раздвиг — фронтальный надвиг. Формирование покровной структуры определялось движением глубинных мантийных и нижнекоровых масс, вывод которых к поверхности знаменует следующий этап в развитии структуры Сахалина. С ним связано образование больших объемов метаморфических пород, пронизанных серпентинитовыми и серпентинит-талъкитовыми протрузиями, что было обусловлено становлением и выходом к поверхности глубинных надвигов (Камуикотан-Сусунайского и Набильского), носящих наложенный, резко секущий характер относительно сформированных покровных структур. Поскольку в составе метаморфических образований участвуют кампанские отложения, а обломки метаморфических пород появляются в терригенных толщах позднего кампана [6], время становления глубинных надвигов (движения C_2^2) оценивается как кампанское.

В самом конце позднего мела в связи с формированием офиолитовых аллохтонов в крайних восточных частях Сахалина (массивы Березовский, Шельтингский, Нампи и др.) и п-ова Шмидта образованные структуры вовлекаются в новое тектоническое движение (C_2^3), причем в нем участвуют уже и метаморфизованные в зоне выхода к поверхности глубинного надвига образования, слагая перемещенные на запад тектонические пластины (западные отроги Восточно-Сахалинских гор, см. профиль III на рис. 3).

Таким образом, на Сахалине основной процесс образования надвигов и покровов был многофазным и продолжался от альб-сеноманского времени до конца позднемеловой эпохи. Позднее, в плиоцен-четвертич-

ное время, горизонтальные движения на территории Сахалина фиксируются в образовании системы сдвигов и сопряженных с ними взбросо-надвигов [17], что привело к усложнению общей структуры района.

ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА

Исследования были сосредоточены на Кроноцком и Озерном полуостровах и в Валагинском хребте (рис. 4). В первую очередь изучалось тектоническое положение офиолитовых комплексов, что принципиально изменило представления о структуре региона.

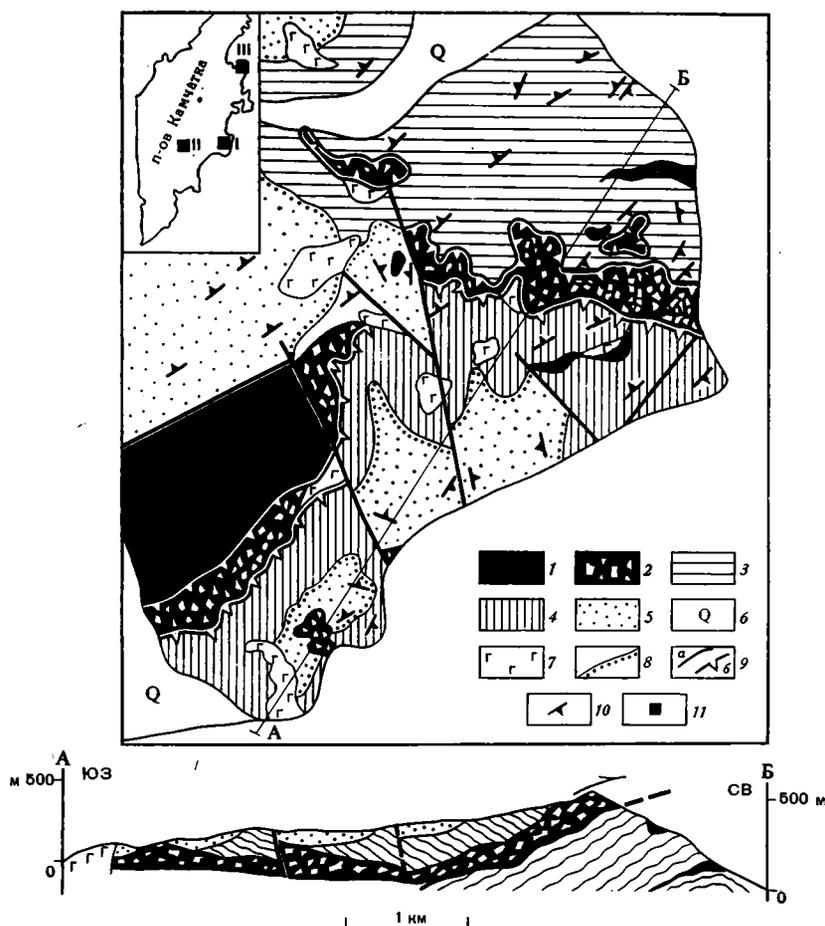


Рис. 4. Геологическая карта восточной части Кроноцкого полуострова и профиль (составлена авторами с использованием материалов Б. К. Долматова, А. В. Колоскова и С. А. Хубуня)

1 — серпентинизированные гарцбургиты; 2 — серпентинитовый меланж; 3, 4 — верхнемеловые эффузивно-пирокластические образования: 3 — нижней пластины ($Сг_2с$ —ср); 4 — верхней пластины ($Сг_2ср$ — $Рг_1^1$); 5 — палеоцен-эоценовые вулканогенно-осадочные образования; 6 — четвертичные аллювиальные отложения; 7 — габбро-анортозиты; 8 — граница несогласного залегания пород; 9 — разрывные нарушения: а — крутопадающие, б — надвиги; 10 — элементы залегания; 11 — местоположение районов работ: I — Кроноцкий п-ов, II — северная часть Валагинского хребта, III — п-ов Озерной

В восточной части Кроноцкого полуострова установлено чешуйчатое строение верхнемеловых эффузивно-пирокластических образований [15]. Этот комплекс пород представлен чередованием потоков шаровых лав базальтов, обломочно-подушечных брекчий базальтового, реже андезит-базальтового и андезитового составов, прослоев гналокластитов, различных туфов, туфоконгломератов, туфосилицитов и фтанитов. Эти образования слагают самостоятельные покровные пластины мощностью

300—400 м, расслоенные серпентинитовым меланжем. Из туфосилицитов и фтанитов нижней пластины извлечены коньяк-кампанские, а из кремнистых туфопелитов верхней пластины — маастрихт-раннепалеоценовые радиолярии.

По петрохимической и геохимической спецификам меловые базальтоиды относятся к островодужным высокоглиноземистым плагиоклазпорфирным толеитам. Вся толща в целом знаменует собой начальный этап развития островной дуги [24].

Серпентинитовый меланж прослеживается в виде узкой (от нескольких метров до 1 км) полосы субширотного простирания от берега Тихо-

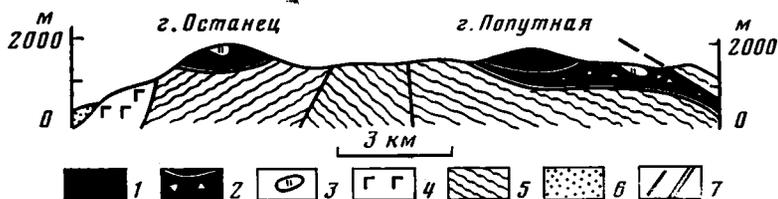


Рис. 5. Геологический профиль через северную часть Валагинского хребта (правый борт руч. Дальний)

1 — ультрабазиты; 2 — серпентинитовый меланж; 3 — кремнистые породы глыбовых включений меланжа; 4 — габбро-сиениты; 5 — вулканогенные образования; 6 — неоген-четвертичные отложения; 7 — разрывные нарушения: а — крутопадающие, б — надвиги. Местоположение района см. на рис. 3

го океана (севернее мыса Кроноцкого) в глубь полуострова на 6—7 км. Он состоит из рассланцованных, тектонизированных серпентинитов, в которых зажаты блоки и глыбы (до 150 м в поперечнике) гарцбургитов, верлитов, лерцолитов, вебстеритов, клинопироксенитов, амфиболитов, габбро-норитов и габбро-диабазов, родингитов, хромититов и офикальцитов.

Массив серпентинизированных гарцбургитов (12 км²) на водоразделе р. Большой и руч. Буй также слагает покровную пластину, перекрывающую верхнемеловые эффузивно-пирокластические образования. Судя по полосчатости в гарцбургитах, ультрабазиты слагают асимметричную синформу с крутым южным и более пологим, северным крылом. Массив подстилается серпентинитовым меланжем, который структурно связан с меланжем, расслаивающим пластины верхнемеловых образований. Меланж и ультрабазиты маркируют юго-восточнее крыло покровной антиформной структуры, которая осложнена чешуями верхнемеловых пород с маломощным меланжем в основании плоскостей надвигов.

Породы верхней пластины слагают покровную моноклинальную структуру, наклоненную на северо-запад. В районе мыса Кроноцкого она оборвана крупным сбросом северо-восточного простирания. Здесь слои пород полого наклонены на юго-восток.

Пластины эффузивно-пирокластических пород, разделяющий их серпентинитовый меланж и ультрабазиты перекрывают вулканогенно-осадочными образованиями (Pg₁₋₂), которые служат неоавтохтоном. В конгломератах неоавтохтона присутствуют галька и обломки ультрабазитов, плагиобазальтов, аналогичных верхнемеловым, и пород глыбовых включений меланжа. Таким образом, становление покровной структуры и тектоническое перемещение пластин имело место в самом конце мелового — начале палеогенового периодов. Учитывая наклон пластин и плоскостей надвигов к югу и конфигурацию полосы меланжа, можно думать, что движение масс происходило со стороны Тихого океана.

В северной части Валагинского хребта, на водоразделе р. Правая Щапина и оз. Кроноцкого (рис. 5), серпентинитовый меланж слагает тонкие (первые сотни метров) тектонические пластины, залегающие на терригенно-кремнисто-вулканогенных образованиях валагинской серии

($Cr_2?$ — относительный автохтон). Последний характеризуется сложным чешуйчатым строением. Плоскости надвигов либо субгоризонтальны, либо полого наклонены на юго-восток, в сторону Тихого океана [23]. Серпентинитовый меланж состоит из тектонизированных серпентинитов с глыбами и блоками пород валагинской серии: базальтоидов, туфов, кремнистых пород, меймечитов, а также массивных ультрабазитов, габброидов, родингитов, амфиболитов, хромитов. Очень показателен район к северу от горы Попутной, в верховьях руч. 2-й Глубокий. Серпентинитовый меланж здесь слагает обширное поле (около 20 км²), прекрасно картируемое по характерному хаотическому рельефу: вмещающие серпентиниты дают сглаженные формы, а многочисленные глыбовые включения образуют отдельные скалы и утесы. Отличительной чертой меланжа рассматриваемого района является преобладание среди глыбовых включений сургучных, черных, темно-серых яшм и кремней, нередко слагающих крупные пластинообразные тела в тектонизированных серпентинитах. Некоторые из них (например, крупный блок кремнистых пород, слагающий гору Останец) содержат радиолярии кампан-маастрихтского возраста.

Небольшие по площади массивы (не более 10 км²) серпентинизированных ультрабазитов (в районе гор Крыша, Попутная) слагают отдельные покровные пластины и располагаются в поле развития серпентинитового меланжа. Частое присутствие на водоразделах небольших по площади (иногда первые метры и меньше) выходов серпентинитов наряду с закартированными крупными пластинами ультрабазитов и серпентинитового меланжа в этом районе позволяют рассматривать эти образования в качестве тектонических останцов крупного покрова, ныне расчлененного и частично уничтоженного эрозией.

Формирование покровной структуры района по аналогии с Кроноцким полуостровом относится к концу мела — началу палеогена.

В центральной части п-ова Озерного (междуречье р. Каменистой и 4-й Речки) широко распространены кремнисто-вулканогенные образования ($Cr_1(?)—Cr_2$) и флишоидно-олистостромовый комплекс ($Pg_2—Pg_3$) (относительный автохтон), тектонически перекрытые серпентинитовым меланжем (рис. 6) [8]. Кремнисто-вулканогенные образования относительного автохтона представлены измененными лавами основного состава, светло- и темно-серыми кремнями, кремнистыми сланцами, туфоалевролитами, туфогравелитами, туфоконгломератами общей мощностью до 3 км. Кроме того, эти породы образуют отдельные глыбы и блоки в серпентинитовом меланже и олистолиты во флишево-олистостромовом комплексе ($Pg_2—Pg_3$). Из темно-серых, почти черных кремней (см. рис. 6) выделены сеноманские радиолярии. По аналогии с другими районами (о. Карагинский, п-ов Олюторский) можно предположить, что кремнисто-вулканогенные образования п-ова Озерного имеют альб-позднемеловой возраст [8].

В поле распространения кремнисто-вулканогенной толщи встречаются линзообразные тела серпентинитов мощностью до нескольких десятков метров, приуроченные к пологим тектоническим разрывам. Породы нередко будинированы, разбиты мелкими тектоническими нарушениями.

Палеогеновый флишоидно-олистостромовый комплекс состоит в верхней части из стратифицированных пачек несортированных песчаников, конгломерато-брекчий, осадочных брекчий, среди которых встречаются угловатые олистолиты кремней, кремнистых аргиллитов, серпентинитов, лав основного состава, габброидов, песчаников и алевролитов. Размер олистолитов достигает 1,5—2 м. Характерной чертой толщи является сильная фациальная изменчивость. В матриксе олистостромового комплекса содержатся остатки макрофауны, характерной для позднего эоцена — раннего олигоцена. Мощность олистостромовой толщи достигает 300—400 м. Нижняя часть палеогенового комплекса сложена переслаивающимися песчаниками и алевролитами общей мощностью не менее 500—800 м.

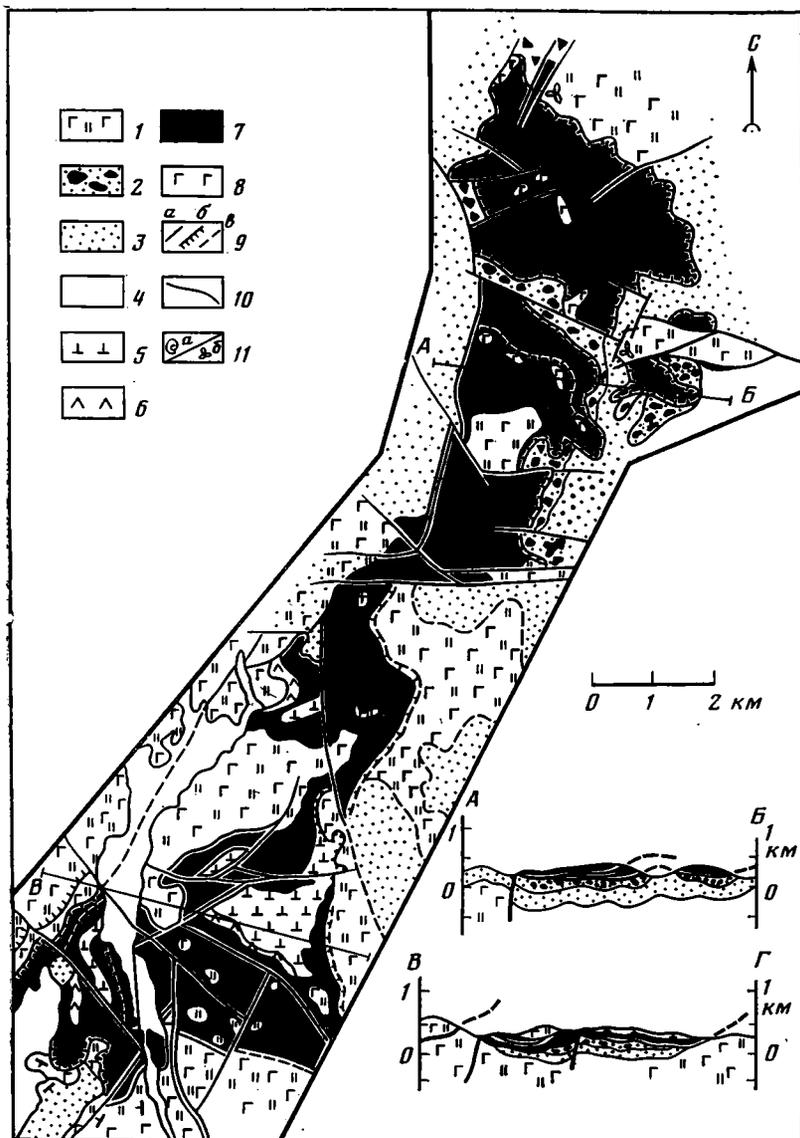


Рис. 6. Геологическая карта центральной части полуострова Озерного (междуречье р. Каменистой и 4-й Речки). (Составили В. П. Зинкевич, О. В. Ляшенко, В. М. Басманов)

1 — кремнисто-вулканогенные образования (Cr_1a_1 — Cr_2); 2 — флишоидные отложения (Pg_2); 3 — олистостромовая толща (Pg_{2-3}); 4 — аллювиальные отложения (Q); 5 — перидотиты; 6 — серпентиниты; 7 — серпентинитовый меланж; 8 — габброиды; 9 — разломы: недифференцированные (а), надвиги установленные (б), надвиги предполагаемые (с); 10 — геологические границы; 11 — места находок макрофауны (а) и микрофауны (б). Местоположение района работ см. на рис. 3

Флишоидные и олистостромовые отложения смяты в складки с размахом крыльев до 300—500 м и осложнены молодыми разрывами.

Аллохтон представлен сложно построенной пластиной серпентинитового меланжа мощностью до 200—300 м, которая прерывистой полосой, шириной до 4 км, протягивается через весь район (см. рис. 6). На востоке этой полосы серпентинитовый меланж залегает практически горизонтально; лишь изредка покров осложнен мелкими складчатыми деформациями. Вблизи основной пластины встречаются субгоризонтально залегающие тектонические останцы. На северо-западе меланж по крутому взбросу контактирует с флишоидными толщами палеогена; на юго-западе он тектонически перекрывает меловые кремнисто-вулкано-

генные образования. Меланж слагает синформную складку, осложненную молодыми разрывами.

Серпентинитовый меланж состоит из угловатых или округлой формы глыб и блоков размером от 2 м до 200×50 м серпентинизированных гипербазитов, габброидов, реже более мелких глыб диабазов, кремней, кремнистых аргиллитов, песчаников, алевролитов, погруженных в серпентинитовый матрикс. Изредка в меланже встречаются и более крупные глыбы (останцы тектонических покровов?), сложенные кремнисто-вулканогенными образованиями. На аэрофотоснимках в поле серпентинитового меланжа иногда дешифруются отдельные субгоризонтально залегающие «горизонты». На местности они представляют собой цепочку изолированных глыб округлой формы размером до 10—20 м, сложенных мелкозернистым габбро. Возможно, что такие «горизонты» маркируют самостоятельные тектонические пластины.

Таким образом, на п-ове Озерном широко развиты тектонические покровы; здесь на большой площади распространен типичный серпентинитовый меланж, слагающий субгоризонтально залегающие аллохтонные пластины. Местоположение корневых зон покровов проблематично. Флишоидно-олистоостромовый комплекс, сопровождавший образование тектонических покровов, свидетельствует о позднеэоценовом — раннеолигоценовом возрасте их становления, хотя скорее всего процесс тектонического сучивания начался раньше.

Широкое развитие надвигов давно установлено и в других районах Восточной Камчатки [7, 9, 21, 23, 25, 26]. Однако до сих пор нет единого мнения об их значении, времени формирования и направлении перемещения масс. Лучше всего описаны позднекайнозойские надвиги, которые нами не рассматриваются. В последнее время появляется все больше данных о более древних этапах надвигообразования, что показано в настоящей работе. Установленные покровы, надвиги, серпентинитовые меланжи и олистоостромы позволяют поставить вопрос о покровном строении всей Восточной Камчатки.

КОРЯКСКИЙ ХРЕБЕТ

Корякский хребет характеризуется широким распространением покровно-чешуйчатых структур, которые в последнее время были детально изучены и доказаны сборами микро- и макрофауны [2, 3, 8].

В пределах хребта выделяется ряд тектонических пластин (рис. 7, 8), каждая из которых сложена определенными структурно-формационными комплексами (с юго-востока на северо-запад): яранайским, накыпыйлякским, эконайским, алькатваамским и майницким.

Яранайский комплекс сложен базальтами, чередующимися с прослоями яшм и песчаников (J_3km-Cr_1al). Основание комплекса не вскрыто, видимая мощность 1000—1500 м.

Породы накыпыйлякского комплекса представлены грубослоистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями туфов среднего и кислого составов (J_3v-Cr_2s). В разрезе есть мощные горизонты грубообломочных микститов. Мощность отложений до 1000 м.

Эконайский комплекс сложен тектоническими пластинами габбро, гипербазитов, габбро-диабазов, вулканогенно-кремнистых пород (слоистые кремни, базальты, фтаниты с линзами верхнепалеозойских известняков) (Pz_3-T) мощностью до 5000 м.

Алькатваамский комплекс сложен чередующимися пачками туфо-алевролитов, аргиллитов, песчаников (J_3v-Pg_1) мощностью от 1500 до 2000 м.

В основании майницкого комплекса вскрываются серпентинитовые меланжи с блоками гипербазитов и габброидов, которые перекрыты базальтами, яшмами и граувакками (J_3v-Cr_1), слагающими верхнюю часть разреза офиолитового комплекса, мощностью до 2000 м.

Яранайский структурно-формационный комплекс рассматривается как относительный автохтон; все остальные комплексы в разное время

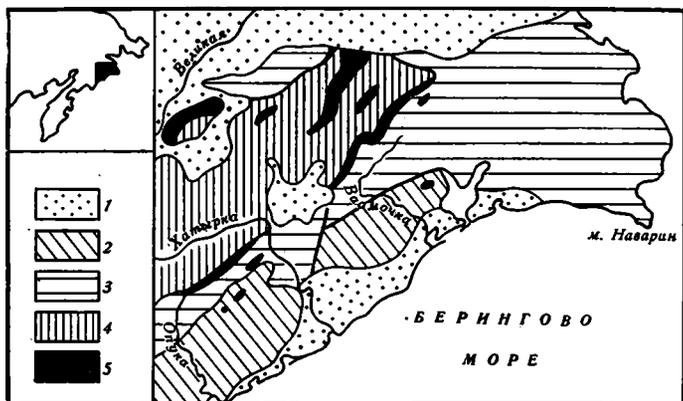


Рис. 7. Схема расположения структурно-формационных комплексов Корякского хребта

1—впадины, выполненные терригенными отложениями (N—Q);
 2—4—структурно-формационные комплексы: 2—янранайский ($J_3\text{km}—\text{Cr}_2$), накпыльлякский ($J_3\text{v}—\text{Cr}_2\text{st}$), эконайский ($\text{Pz}_3—\text{T}$), 3—алькатваамский ($J_3\text{v}—\text{Pg}_1$), 4—майницкий ($J_3\text{v}—\text{Cr}_1$);
 5—серпентинитовые меланжи и гипербазитовые массивы

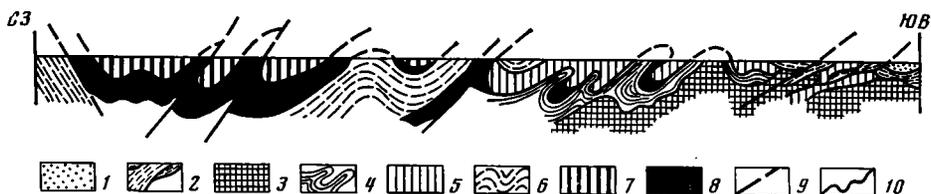


Рис. 8. Схематический структурный профиль через Корякский хребет (горизонтальный масштаб условный)

1—терригенные отложения Нижнехатырского прогиба (Pg_{2-3}), 2—Эконайский неоавтохтон ($\text{Cr}_2\text{sr}—\text{m}$); 3—7—структурно-формационные комплексы: 3—янранайский, 4—накпыльлякский, 5—эконайский, 6—алькатваамский, 7—майницкий; 8—серпентинитовые меланжи и гипербазитовые массивы; 9—тектонические границы; 10—стратиграфические границы

были совмещены, образуя покровно-чешуйчатую структуру с общим наклоном пластин на северо-запад. Сами покровные пластины исключительно сильно дислоцированы. Наблюдаются различные складки нескольких порядков, в том числе лежащие и опрокинутые, многочисленные разрывные нарушения, мощные зоны катаклаза и милонитизации, серпентинитовые меланжи.

Мы рассмотрим только южную часть Корякского хребта, где выявлены наиболее сложные структуры. В районе междуречья Ваамочка и Хатырка янранайские базальты, яшмы и песчаники ($J_3—\text{Cr}$) слагают антиформы, имеющие куполовидную форму, наиболее крупная из которых—Янранайская расположена в бассейне рек Ваамочка, Янранай и Хайидин. Ее ширина достигает 20—25 км. Ядро сложено базальтами, яшмами и песчаниками относительного автохтона, полого (20—25°) погружающимися под кремни ($\text{Pz}—\text{T}$), реже под туфотерригенные отложения ($J_3—\text{Cr}$). В верхней части куполовидной структуры (гора Зубец) на меловых вулканогенно-кремнистых породах залегают тектонические останцы палеозойско-триасовых образований. Аналогичные соотношения установлены западнее в бассейне р. Эльгинмы-ваям.

Эконайские офиолиты тектонически перекрывают юрско-меловые отложения накпыльлякского структурно-формационного комплекса [1, 19], что наиболее четко видно в бассейне р. Ионайвеем и в Пнакских горах, где интенсивно брекчированные ультрабазиты, габбро, плагиограниты, базальты и кремнистые породы, смятые в мелкие дисгармонич-

ные складки, залегают на туфах и песчаниках неокома или нижнего сенона (Cg_2sp-s). Наряду с такими соотношениями нередко встречаются и обратные, что интерпретируется как перевернутое покровное залегание. В междуречье Ваамочка — Хатырка установлено, что породы напыльлякского комплекса слагают ядра опрокинутых к югу (вплоть до лежащих) антиформ, крылья которых образованы эконайскими офиолитами. Выявлены по крайней мере три таких антиформы шириной до 15—25 км. Характерно присутствие многочисленных более мелких (часто опрокинутых) складок, осложненных надвигами.

В районе междуречья Хатырка и Опука имеется система вытянутых в северо-восточном направлении гребневидных антиклиналей. Их крылья сложены породами неоавтохтона (Cg_2sp-m), ядра — образованиями яранайского, напыльлякского и эконайского (преимущественно кремни) структурно-формационных комплексов. В отличие от восточных районов (междуречье Ваамочка и Хатырка) здесь не удалось установить закономерную последовательность пластин в разрезе. Характерно хаотичное переслаивание тонких (первые сотни метров) тектонических пластин: кремней, базальтов, яшм, песчаников, принадлежащих различным структурно-формационным комплексам. Осевые поверхности складок резко (через флексуобразный перегиб) погружаются к югу и юго-востоку, вследствие чего меловые (Cg_2sp-m) отложения неоавтохтона Эконайской системы уходят под эоцен-олигоценовые породы Нижнехатырской впадины. Характерна морфология отмеченных антиклиналей. Это вытянутые (длина до 25, ширина 2—6 км) структуры, наклоненные или опрокинутые к юго-востоку. Они обладают простыми и очень четкими периклинальными замыканиями, маркируемыми изгибом слоев неоавтохтона, падение которых здесь редко превышает 45° , чаще же равно $30-40^\circ$. Слои на северо-западных крыльях падают к северо-западу под углами $20-45^\circ$. Юго-восточные крылья наклонены обычно круче.

По перекрытию покровных структур неоавтохтоном установлены следующие основные рубежи покровообразования [20]: предпозднеюрский (система покровов внутри эконайского офиолитового аллохтона), среднемеловой (надвигание напыльлякского комплекса на яранайский), предкампанский (надвигание южной части Эконайского аллохтона на напыльлякский и яранайский комплексы), предмаастрихтский (надвигание северной части Эконайского аллохтона на напыльлякский и яранайский комплексы), предэоценовый (надвигание майницкого комплекса на алькатваамский). В конце эоцена — олигоцене происходил последний из этапов сжатия, после чего образовались крупные поднятия и прогибы, формирование которых сопровождалось многочисленными, главным образом субвертикальными разломами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог вышесказанному, можно сделать следующие выводы.

Чешуйчато-надвиговые и покровные структуры играют существенную роль в строении ряда районов северо-западного обрамления Тихого океана (Сихотэ-Алинь, Сахалин, Восточная Камчатка, Корякский хребет). Сопоставление основных рубежей покрово- и надвигообразования в этом регионе (таблица) показывает, что в целом возможно выделение трех этапов образования этих структур.

Первый этап фиксируется в Сихотэ-Алине и в Корякском хребте. В последнем покровообразовании началось еще в среднеюрское время. В Западно-Сихотэ-Алинской зоне образование чешуйчатых надвигов началось на рубеже средней и поздней юры и продолжалось вплоть до середины неокома. Движение горных масс в обоих районах было направлено в сторону современного Тихого океана.

Второй этап проявился во всех описываемых районах северо-западного обрамления Тихого океана, но его начало и интенсивность отличались в каждом из них. В Прибрежной зоне Сихотэ-Алиня процесс пок-

рвообразования был связан с главной фазой складчатости в регионе (турон — ранний сенон). В осевой зоне Сахалина он начался несколько раньше (в сеномане) и, видимо, непрерывно продолжался до позднего сенона, достигнув своего максимума в кампане. В восточной части Сахалина (п-ов Шмидта и восточная часть Восточно-Сахалинских гор) образование покровов и надвигов, сопровождавших становление офиолитовых аллохтонов началось несколько позже (коньяк) и закончилось в самом конце мелового периода. В Корякском хребте импульсы горизонтальных движений проявлялись в сантоне (южная часть Корякии) и в кампане (юг Корякского хребта). Однако необходимо отметить, что здесь начало второго этапа приходится на более раннее время — апт, отделяясь промежутком относительного спокойствия в течение альба. На Восточной Камчатке самые ранние движения отмечаются в конце мела — начале палеогена (Кроноцкий полуостров, Валагинский хребет), а последующие надвиги имеют кайнозойский возраст.

Характерной чертой второго этапа является общее направление движения горных масс от океана в сторону континента.

Третий этап отмечается на п-ове Озерном и в северной части Корякского хребта, где становление покровов происходило с позднего эоцена до среднего олигоцена.

Таким образом, анализ рубежей надвигообразования подчеркивает основную закономерность [22] развития структур в приокеанической зоне северо-запада Пацифики: прогрессивное, хотя и противоречиво протекающее, наращивание континентальной окраины.

На Сахалине и в Корякском хребте надвигообразование происходило многофазно, свидетельствуя о прогрессивном сжатии и все большем усложнении структуры еще на ранних стадиях развития этих зон. Налицо срывы в океанической коре. Во всем этом и проявляется тектоническое скучивание горных масс, приводящее вначале к формированию гранитно-метаморфического слоя, а затем и к становлению зрелой материковой коры. По структурным данным, как и по другим признакам, Восточная Камчатка еще далека от образования здесь типично континентального блока. Основная масса гранитно-метаморфического слоя здесь начала образовываться лишь в неогене, тогда как на Сахалине этот процесс протекал в конце мела — палеогене, а в Корякском хребте — в позднем мелу. Ранними стадиями развития высокоподвижных зон как раз и следует считать те, которые предшествуют образованию основных масс гранитно-метаморфического слоя.

В связи с различиями в геологической истории рассматриваемых регионов для всех них, естественно, не выявляются единых рубежей надвигообразования. Но между отдельными регионами корреляция существует. Отмеченные нами совпадения не могут рассматриваться как случайные, и поэтому можно говорить об охвате надвигообразованием сразу больших пространств (в современном структурном плане расстояние между Сахалином и Корякским хребтом превышает 2000 км).

Изложенные здесь новые структурные данные представляются необходимым учитывать при дальнейших геолого-съёмочных работах на Востоке СССР. Добавим, что более подробная морфологическая характеристика надвигов будет дана (а частично уже дана — [12]) в последующих монографических работах.

Литература

1. Александров А. А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 124 с.
2. Аристов В. А., Брагин Н. Ю. Триас в вулканогенно-кремнистых образованиях Корякского нагорья.— Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 6, с. 1432—1434.
3. Аристов В. А., Брагин Н. Ю., Бялобжеский С. Г., Григорьев В. Н., Пейве А. А., Руженцев С. В., Соколов С. Д. О возрасте вулканогенно-кремнистых формаций Корякского хребта.— Докл. АН СССР, 1982, т. 265, № 4, с. 140—143.
4. Гальцев-Безюк С. Д., Меланхолина Е. Н., Рождественский В. С. Тектоника Сахалина.— В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан: СВКНИИ, 1974, с. 72—88.
5. Геология СССР. Т. XXXII, ч. 1. М.: Недра, 1969. 736 с.

6. *Гранник В. М.* Верхнемеловые песчаники Восточно-Сахалинских гор.— В кн.: Стратиграфия, литология и полезные ископаемые мезозойской-кайнозойских отложений Дальнего Востока. Тр. СахКНИИ, 1975, вып. 3, с. 111—126.
7. *Ермаков В. А.* Новые данные о тектонике южной части хребта Кумроч (Камчатка).— Геол. и геофизика, 1980, № 3, с. 137—143.
8. *Зинкевич В. П., Ляшенко О. В., Басманов В. М.* Офиолитовые покровы п-ова Озерного (Восточная Камчатка).— Докл. АН СССР, 1983, т. 279, № 6, с. 1429—1432.
9. *Леглер В. А., Флоренский И. В.* Структурное положение надвигов Валагинского хребта Камчатки.— Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 1, с. 239—241.
10. *Мазарович А. О.* Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое — раннем мезозое.— Геотектоника, 1982, № 1, с. 86—101.
11. *Мельников Н. Г., Голозубов В. В.* Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине.— Геотектоника, 1980, № 4, с. 95—106.
12. *Очерки тектоники Корякского нагорья.* М.: Наука, 1982. 220 с.
13. *Плешаков И. Б.* Геологическое строение и нефтеносность Пограничного района Северного Сахалина.— Тр. ВНИГРИ, 1956, вып. 99, с. 42—71.
14. *Разницын Ю. Н.* Офиолитовые аллоптоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982, 105 с.
15. *Разницын Ю. Н., Соколов С. Д., Цуканов Н. В., Вишневская В. С.* Серпентинитовый меланж в структуре восточной части Кроноцкого полуострова (Камчатка).— Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 6, с. 1437—1441.
16. *Рихтер А. В., Брагин Н. Ю.* Строение и возраст вулканогенно-кремнистых отложений осевой части о. Сахалин.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 6, с. 41—63.
17. *Рождественский В. С.* Роль сдвигов в структуре Сахалина.— Геотектоника, 1982, № 4, с. 99—111.
18. *Рождественский В. С., Речкин А. Н.* Серпентинитовый меланж и некоторые особенности тектонического развития острова Сахалин.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 5, с. 1156—1159.
19. *Руженцев С. В., Бялобжеский С. Г., Казимиров А. Д., Соколов С. Д.* Особенности развития покровной структуры Эконайской зоны Корьякии.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 5, с. 1171—1172.
20. *Руженцев С. В., Бялобжеский С. Г., Казимиров А. Д., Соколов С. Д.* Тектонические покровы и палинспастика Корякского хребта.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 63—80.
21. *Семиверстов В. А.* Офиолиты Восточной Камчатки.— В кн.: Петрологические исследования базитов островных дуг. М.: ИФЗ АН СССР, 1978, с. 177—239.
22. *Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана.* М.: Наука, 1980. 285 с.
23. *Тихонов В. И.* Надвиги на Восточной Камчатке.— Геотектоника, 1968, № 3, с. 78—87.
24. *Хубунная С. А.* Формационная принадлежность базальтов Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка) по геохимическим признакам.— Вулканология и сейсмология, 1981, № 2, с. 36—48.
25. *Шанцер А. Е., Тихонов В. И.* Тектоника южной части хребта Кумроч (Восточная Камчатка).— Геотектоника, 1967, № 3, с. 98—103.
26. *Шапиро М. И.* Надвиг Гречишкина на побережье Камчатского залива.— Геотектоника, 1980, № 3, с. 102—110.

УДК 551.24 : 553.632

КОПНИН В. И.

**ЭТАПЫ И УСЛОВИЯ СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ
НА ВЕРХНЕКАМСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ**

В тектоническом строении Верхнекамского месторождения калийных солей выделено два горизонта деформаций: нижний, представленный ядрами соляных структур, и верхний — слоисто-складчатой калиеносной залежью. В верхнем этаже внутриформационные складки повсеместно ориентированы в субмеридиональном направлении, обладают западной вергентностью и их строение и размещение не зависят от соляных структур. На основании принципа наложенных деформаций сделан вывод, что складкообразование осуществлялось в два этапа: геосинклинальный и платформенный. В ГЭ конседиментационные вертикальные движения приводили к образованию первичных раздувов мощности калийных солей, а региональные тангенциальные напряжения — к формированию кондигенетической внутриформационной складчатости. В ПЭ оформляются субширотные линейные конседиментационно-эрозионные депрессии и развивается гравитационная соляная тектоника. Рассмотрены условия галокинеза в Соликамской впадине и обосновывается минимальная глубина проявления пластических деформаций каменной соли.

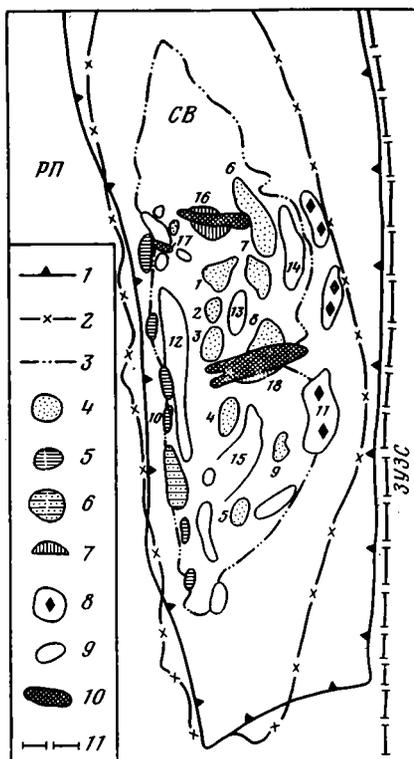
Характерная особенность тектоники Верхнекамского месторождения калийных солей — асимметрия соляных структур и закономерная вергентность мелких соляных складок. Так как месторождение расположено в Предуральском краевом прогибе, то широко распространилось представление о тесной зависимости формирования всех уровней соляной тектоники от региональных тектонических движений [1, 9, 10, 12]. Это не вызывало возражений, пока не было установлено уменьшение амплитуды соляных структур в направлении к Уральской складчатой области. В то же время конкурирующая гипотеза гравитационного течения солей [17] не объяснила однонаправленной вергентности на разных крыльях соляных поднятий. В этих условиях естественно полагать, что каждая из конкурирующих гипотез содержит рациональные положения, что со всей очевидностью указывает на разнообразие условий складкообразования и на участие в истории формирования Верхнекамского калийного месторождения как региональных, так и локальных (гравитационных) тектонических движений.

Строение Верхнекамского калийного месторождения. Месторождение расположено в центральной части Соликамской впадины, которая по артинским и вышележащим отложениям выделяется как крупная тектоническая единица Предуральского прогиба. В структуре более древних образований впадина не выражена, так как эти отложения залегают моноклинально с падением слоев на восток. В пределах развития соляных пород Соликамская впадина имеет трехъярусное строение, а на крыльях — одноярусное, так как артинско-кунгурские и уфимские отложения залегают согласно. Нижний структурный ярус представлен верхами артинского яруса, филипповским горизонтом и глинисто-карбонатно-ангидритовой (подсоляной) толщей березниковской свиты, которые выстилают ложе впадины и залегают согласно ему; средний приурочен к соляной толще березниковской свиты и характеризуется дисгармоничным строением, связанным с проявлением соляной тектоники, и, наконец, верхний — образован надсоляными отложениями, пассивно облекающими поверхность рельефа соляной толщи. Следовательно, соляная залежь — это крупное сложное геологическое тело, нижняя поверхность которого залегает в форме пологой синклинальной складки с углами падения крыльев до $1-2^\circ$ и реже больше, а верхняя характеризуется сложноскладчатым залеганием, образованным сочетанием положитель-

ных и отрицательных соляных структур. Внутри соляной залежи пласты смяты в сложную систему разнопорядковых и морфологически разнообразных соляных складок, которые в совокупности формируют складчатый дисгармоничный комплекс, описываемый в литературе как внутренняя тектоника соляных толщ [10, 12, 15, 23]. Таким образом, в строении Верхнекамского месторождения участвуют внешние и внутренние тектонические формы [12, 19]: к первым относятся валы, поднятия, прогибы, мульды и т. д., а ко вторым — внутриформационные складки, которые появляются и исчезают на различных уровнях соляной толщи.

Рис. 1. Схема тектоники Верхнекамского месторождения солей

Границы: 1 — Соликамской впадины, 2 — соляных отложений, 3 — калийных солей. **Генетические типы соляных структур:** антиклинали, связанные с 4 — первичными раздувами мощностью калийных солей, 5 — с моноклиналью подсолевого основания, 6 — смешанные из названных типов, 7 — с бортами наложенных депрессий, 8 — с экзотектоникой, 9 — компенсационные мульды и депрессии; 10 — наложенные конседиментационно-эрозионные желобообразные депрессии; 11 — Всеволодо-Вильевский надвиг. **Тектонические структуры. Региональные:** РП — Русская плита, ЗУЗС — Западно-Уральская зона складчатости, СВ — Соликамская впадина; **внешние формы месторождения:** поднятия и купола: Соликамское (1 — Клестовский, 2 — Рудничный, 3 — Поповский), 4 — Березниковское, Харюшинское (6 — Потымковский, 7 — Харюшинский, 8 — Пашковский), 9 — Дурыманский структурный выступ, 10 — Усольский, 11 — Талицкое; 12 — Камская депрессия; мульды: 13 — Тверитинская, 14 — Осокинская, 15 — Дурыманская; наложенные депрессии: 16 — Боровицкая, 17 — Мошевицкая, 18 — Дуринская; наименования других структур см. [9, 17, 19, 25]



Соляные структуры представлены валообразными (Соликамское, Харюшинское), куполовидными (Березниковские) поднятиями, мульдами (Тверитинская, Осокинская), полумульдами (Дурыманская) и отдельными куполами и небольшими поднятиями (Усольское, Романовское) и др. (рис. 1, 2). Крупными линейными структурами являются меридиональная Камская синклиналь и широтные прогибы сложного генезиса (Дуринский и Боровицкий). Размеры поднятий и мульд измеряются от 4—5 до 11—14 км по длинной оси и от 2 до 7 км по короткой. Протяженность валообразных поднятий достигает 20—25 км. Углы падения крыльев составляют 0,5—5°. Форма структур асимметрична: восточные крылья на 2—3° положе западных, за исключением структур, расположенных в западной части месторождения. Амплитуда внешних форм закономерно уменьшается в восточном направлении. Если на западе разность отметок маркирующих поверхностей равна 150—350 м, то по восточной окраине она составляет всего 30—50 м. Генеральное направление длинных осей структур ориентировано в соответствии с уральским простиранием; но на отдельных участках отклоняется в виде дугообразных линий. Вместе с тем имеет место виргация и ундуляция шарниров, вследствие чего крупные соляные структуры расчленяются на более мелкие формы. Например, Соликамское поднятие состоит из Клестовского, Рудничного и Поповского куполов, а Березниковское расчленяется на отдельные вершины, понижения, террасы, полуантиклинали и полусинклинали.

Ядра крупных соляных поднятий сложены раздувами мощности нижней каменной соли и калиеносной зоны. Например, в районе Березниковского поднятия мощность нижней соли увеличивается на 160—170 м и составляет 398,2 (скв. 16) против 151,6 м (скв. 179) в рядом расположенной Камской линейной депрессии [17]. Раздувы калийных солей значительно меньше, и мощность их на поднятиях увеличивается всего на 50—60 м или несколько более.

Особое место в структуре месторождения занимают широтные линейные депрессии — Дуринская и Боровицкая. Это крупные глубокие желобообразные, с крутыми крыльями и неровным дном структуры. Протяженность Дуринской депрессии 20—25, ширина 4—6 км и амплитуда

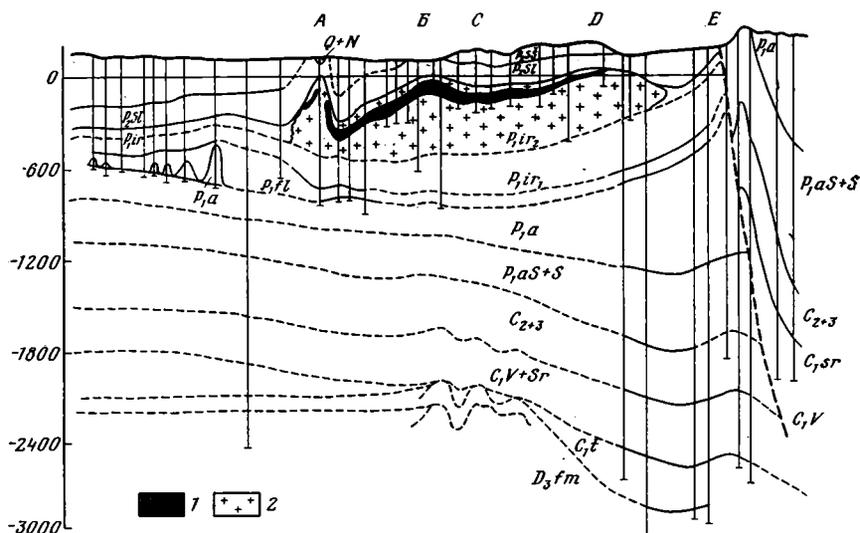


Рис. 2. Схематический геологический профиль в южной части Соликамской впадины

Поднятия: А — Усольское, Б — Березниковское, Д — Талицкое; С — Дурманская мулда; Е — Всеволодо-Вильвенский надвиг. Залежи: 1 — калиеносная, 2 — соляная

более 500 м, а Боровицкой — около 17 км при ширине 2—3 км. Поперечное сечение обеих депрессий асимметричное: южные борта круче северных и завершаются узкими антиклиналями [21, 25]. В северных частях обеих депрессий сохраняется стратиграфическая последовательность отложений и имеет место уменьшение мощности соляной толщи. В южной половине эта последовательность нарушена: из разреза выпадают верхи соляной толщи, включая калийные соли, и различные объемы соликамской свиты, а терригенные породы шешминской свиты местами залегают на соликамских и иренских (подстилающей каменной соли) отложениях. Наиболее отчетливо различие строения южного и северного бортов депрессий наблюдается в западной части Дуринской депрессии, где она распадается на две ветви: северную — с явлениями конседиментационного уменьшения мощности и южную — с эрозийным несогласием [21]. Генезис рассматриваемых структур сложный. Они формируются в результате наложения шешминского эрозийного желоба на конседиментационный прогиб, которое осложнено карстовыми процессами, сопровождавшимися сильной перематостью, трещиноватостью брекчированностью и сдвижением пород [21]. Исходя из этих явлений, А. И. Белоликов, Б. И. Сапегин и В. Н. Янин [1, 25] считают, что ведущим процессом образования линейных депрессий являются дизъюнктивные тектонические нарушения. Первоначально такой точки зрения придерживался А. А. Иванов [11], но впоследствии он признал ведущим фактором — эрозийный [12].

Внутренняя тектоника соляной толщи. По условиям залегания и степени дислоцированности пород соляная залежь подразделяется на два горизонта деформаций: нижний, к которому приурочены вторичные раздувы мощности нижней каменной соли, и верхний, содержащий калийную залежь с ее сложной и разнообразной складчатостью (рис. 3). Граница деформационных горизонтов проводится по маркирующему пластику глины (МГ), в основании которого на Березниковском [6] и Соликамском поднятиях задокументированы угловые несогласия. Нижний горизонт состоит из двух, а верхний — из четырех структурных пачек, которые обладают индивидуальным внутренним строением и относительно согласным залеганием их границ с кровлей нижнего горизонта

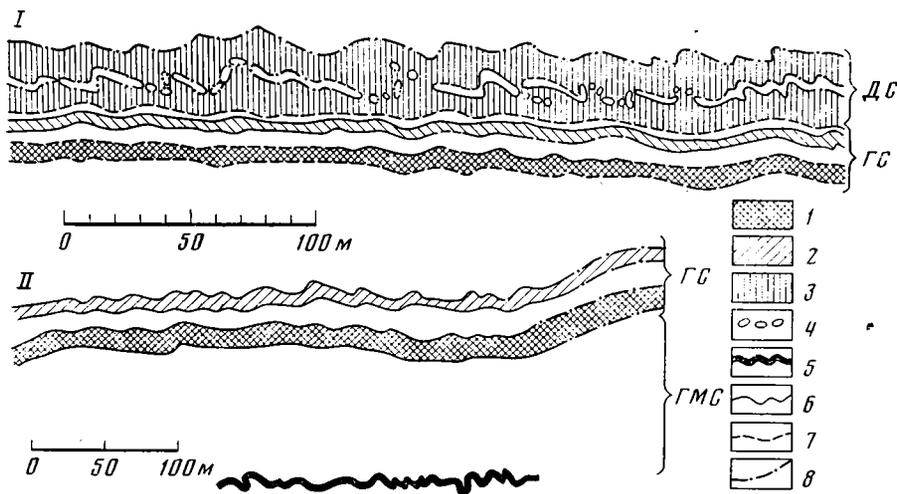


Рис. 3. Строение структурных пачек верхнего горизонта деформаций на Верхнекамском месторождении калийных солей

I—II — профили по штрекам Первого Соликамского рудника (27 и 44—46). 1—3 пласты: 1 — Кр. II, 2 — АБ, 3 — В и Г; 4 — дробление межпластовой каменной соли (В—Г); 5 — маркирующая глина (МГ); границы: 6 — наблюдаемые, 7 — интерполяционные, 8 — предполагаемые. Структурные пачки: ДС — дисгармоничноскладчатая, ГС — гетероскладчатая, ГМС — гармоничноскладчатая

деформации (таблица). Следовательно, наиболее характерная черта нижнего горизонта — раздув мощности нижней каменной соли, а верхнего — субпараллельно-слоистая структура со сложноскладчатым залеганием отдельных пластов и слоев.

Наиболее хорошо изучена внутрипластово-дисгармоничная структурная пачка, содержащая рабочие сильвинитовые пласты Кр. II и АБ, что позволяет проследить закономерности строения и формирования внутриформационной складчатости верхнего этажа деформаций (рис. 4). По стратиграфическому объему вовлеченных в складчатую деформацию отложений внутриформационные складки пластов Кр. II и АБ подразделяются на микроскладки, слоевые, пластовые, межпластовые, зональные и межзональные складки [19]. Микро- и слоевые складки составляют группу мелких складок; их в рудничной практике называют внутрипластовыми складками. Пластовые и межпластовые относятся к группе мезоскладок, а зональные и межзональные — к крупным внутриформационным складкам, и те внутриформационные складки, которые находят отражение в рельефе поверхности соляной залежи, относятся к внешним тектоническим формам (см. рис. 4, А—Д).

Основные особенности строения внутриформационной складчатости сводятся к следующему [19]. С увеличением размеров складок их строение усложняется, а степень сжатия, наоборот, уменьшается. Слоевые и пластовые складки — это преимущественно дисгармоничные и подобные, а крупные складки — концентрические. Межпластовые складки занимают промежуточное положение — ядро сложено комбинацией

Внутреннее тектоническое строение соляной толщи Верхнекамского месторождения калийных солей

Стратиграфия			Тектоника						
Зона	Пачка	Калийные пласты	Структурная пачка	Поднятые	Мульда	Положение границы	Горизонт деформации	Этап складкообразования	Комплексы [7]
				мощность, м					
Верхняя переходная	Мергельно-соляная		Волнисто-складчатая	0—50	85—101		Регионально-складчатый	Геосинклинальный	IV
	Соляная								
Покровная соль			К, И, Е, Ж			Кровля Е			
Сильвинито-карналлитовая	Галито-карналлитовая								
		Карналлитовая	Е, Д, Г, В, Б	Дисгармонично-складчатая	45—56	20—42	Почва В		III
Сильвинитовая		А, Кр. I, II, III	Гетероскладчатая	18—21	12—25	Почва Кр. II			II
Подстилающая соль			Гармонично-складчатая	40—46	22—26	Почва МГ			
Нижняя каменная соль		Кр. IV	Соляномассивная	Примерно 280	90—210	Кровля МА-3	Галокинетический	Платформенный	I
Нижняя переходная	Ангидрито-соляная		Базальная	60—70	90—100				
	Базальная соль								

или слоевых, или пластовых складок, а верхние слои образуют складки концентрического типа. Для мелких и средних по размерам складок характерна вергентность в западном направлении, величина которой уменьшается с увеличением размерности класса складок. Зональные и межзональные складки не вергентны, так как плоские формы с углом складки более 120° практически являются прямыми складками, если положение осевой поверхности ориентировать относительно основания

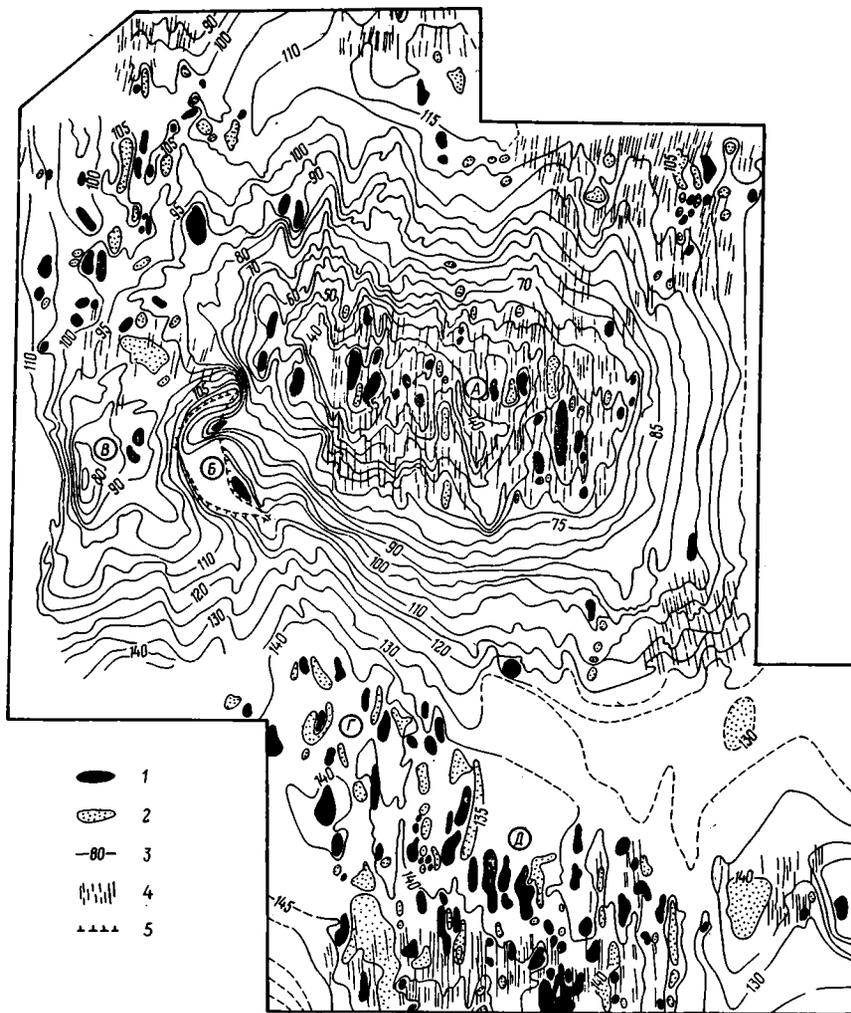
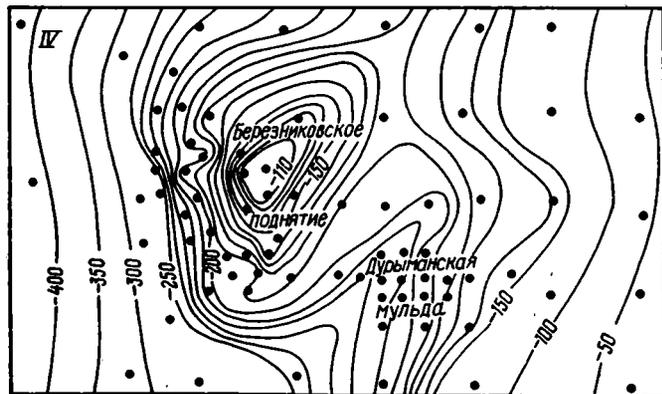
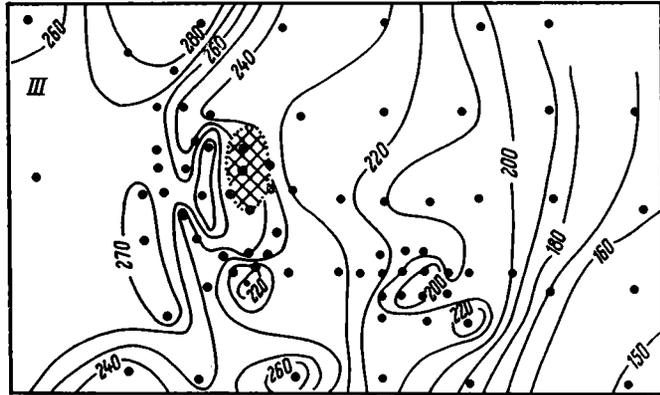
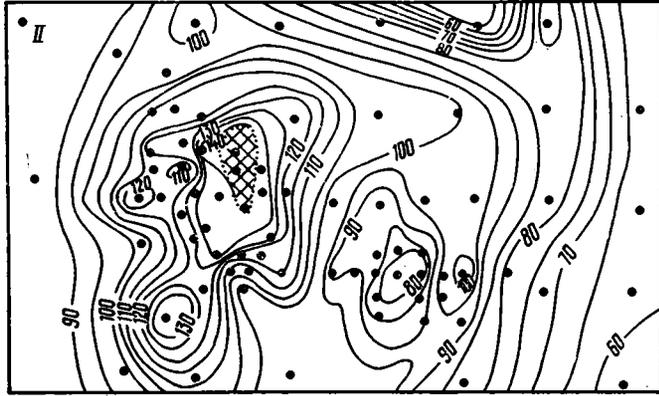
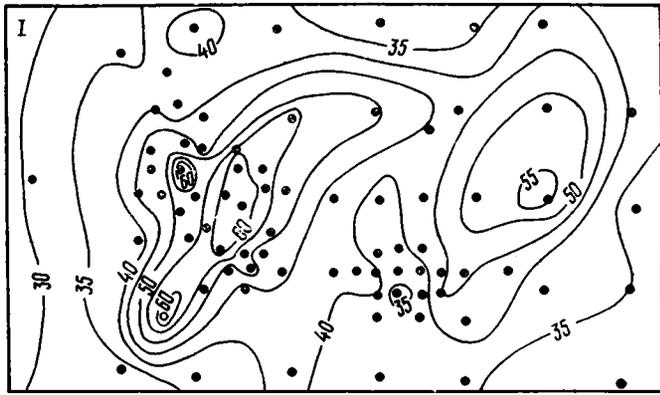


Рис. 4. Структурная карта Первого Соликамского калийного рудника

1 — антиклинали, 2 — синклинали, 3 — изогипсы почвы пласта Кр. II, 4 — направление длинных осей мелких складок, 5 — лежащая складка — гигант. Буквы в кружках — внешние тектонические формы: А — сводовая часть Рудничного купола, Б — понижение в районе рудничного двора, В — западношахтное куполовидное возвышение, Г — структурная терраса, Д — седловина между Рудничным и Поповским куполами

складки, а не к горизонту. Поэтому заключение А. А. Иванова [12] о том, что «все складки независимо от их порядка и положения в структуре наклонены и опрокинуты на запад» (с. 176), относится только к слоевым и пластовым формам или складкам I и II порядка, по Б. М. Голубеву [7] и М. П. Фивегу [27]. Степень дислоцированности, возрастает вверх по разрезу структурной пачки, что приводит к тому, что складчатость пласта АБ заметно интенсивнее складчатости пласта Кр. II (рис. 5). Это проявляется в количестве складок, в более высокой степени сжатия, в амплитудности и в большем развитии средних и крупных складок и заметно меньшем развитии мелких складок.



Не менее сложные структурные соотношения имеют место в просторанстве. Изучение пространственных закономерностей внутриформационной складчатости, выполненное по структурным планам масштаба 1 : 20 000 с сечением изогипс 1 м и сеткой наблюдений 20×26 м и пластовым структурным картам с сечением изогипс 5 м, показывает, что по замкнутым стратонизогипсам выделяются зональные, межзональные и в меньшей степени межпластовые складки, которые суммарно занимают всего 17—35% площади (см. рис. 4). Антиклинальные формы преобладают над синклиналиными, и их количество в 1,5—2 раза больше. Очень редко антиклинали и синклинали сопряжены. Чаще всего наблюдается чередование участков сложноскладчатого строения с участками относительно спокойного залегания [7].

Описываемый комплекс крупных складок может быть охарактеризован как промежуточный морфологический тип складчатости, по В. В. Белоусову [2], для которого характерно сочетание черт полной и прерывистой складчатости. Чертами первой являются линейность ориентировки осевых поверхностей, а преобладание антиклиналей и наличие относительно нескладчатых участков характеризуют ее прерывистость.

История тектонического развития Верхнекамского месторождения. Рассмотренные закономерности структуры Верхнекамского месторождения: два этажа деформаций в составе соляной толщи, несовпадение и независимость внешней и внутренней структуры месторождения — с очевидностью свидетельствуют об этапности и стадийности тектонических процессов. В истории тектонического развития месторождения можно выделить два основных этапа: геосинклинальный и платформенный. Геосинклинальный этап по времени совпадает с заложением и формированием Соликамской впадины и Западно-Уральской зоны складчатости и характеризуется тесным взаимоотношением тектонических и литогенетических процессов, строгой приуроченностью мощного погружения к Соликамской впадине, миграцией максимальных погружений Предуральского прогиба и связанной с ней меридиональной литофациальной зональностью, развитием первичных раздувов мощности калийных солей на участках конседиментационных поднятий и формированием наиболее сложной, дисгармоничной внутриформационной складчатости в зоне калийных солей. Платформенный этап начинается с момента завершения формирования Предуральского прогиба как орогенной геосинклинальной структуры и характеризуется главным образом процессами соляной тектоники, соляного карста и образованием наложенных тектонических структур. Если геосинклинальный этап можно представить как конструктивный и созидательный период развития месторождения, то платформенный является деструктивным, приводящим в конечном итоге к разрушению месторождения.

Геосинклинальный этап. В связи с тем что литогенетические процессы неразрывно связаны с тектоническими, историю тектонического развития целесообразно привязывать к стадийности литогенеза и выделять в ней конседиментационную и кондигенетическую стадии тектогенеза. Конседиментационные тектонические движения на Верхнекамском месторождении находят отражение в распределении мощностей отдельных горизонтов в угловых несогласиях. Анализ мощностей отдельных пластов каменной соли в нижней переходной зоне и подсоляной глинисто-доломито-ангидритовой толще показывает, что в районе Березниковского поднятия «участок дна бассейна испытывал неболь-

Рис. 5. Структурные и изопихические карты Березниковско-Дурымманского участка Верхнекамского месторождения

I — изомощности суммарно подстилающей соли и сильвинитовой зоны. *II* — изомощности суммарно подстилающей каменной соли и калийных солей, *III* — изомощности пачки пород от основания подстилающей соли до кровли нижнесоликамских отложений, *IV* — структурная карта по почве подстилающей каменной соли. Заштрихованы в клетку участки выщелачивания верхней соляной толщи

шие поднятия с амплитудой 5—10 м, которые в процессе осадконакопления нивелировались соляными отложениями» [17, с. 126]. В этом же районе, в горных выработках 1-го Березниковского рудника, установлены угловые несогласия в кровле нижней каменной соли [6]. Такие же несогласия прослеживаются в горных выработках калийных рудников на Соликамском поднятии, где они представляют собой асимметричные складки размером 5—8 м и амплитудой 0,25—0,8 с углами падения крыльев от 10—12 до 30°, срезанных подошвой глинисто-доломито-ангидритового пласта (МГ). Следовательно, перед отложением маркирующей глины имела место складчатость, делавшая рельеф дна соледородного бассейна неровным.

Конседиментационные движения оказывают также влияние на седиментацию калийных солей в бассейне через образование разных типов разреза, которые отличаются мощностями и реже литологическим составом. На участках конседиментационных поднятий происходит увеличение мощности каждого независимо от состава сезонного соляного прослоя (перистой и зернистой каменной соли, сильвинита, карналлита), а соответственно и каждого стратиграфического подразделения, начиная от соляного набора и кончая зоной [22]. В итоге мощность калийных отложений на таких участках увеличивается на 50—60 м. Механизм образования первичных раздувов мощности состоит в следующем. Соленакпление протекает в некомпенсированном прогибе, и резерв пространства возможного осадконакопления благоприятствует интенсивному осадкообразованию со скоростью значительно большей (более 10 мм/год), чем тектоническое погружение дна бассейна (около 2 мм/год, [18]). Локальные конседиментационные движения создают неровности дна бассейна, которые определяют и различие высоты столба рапы. В связи с тем что интенсивность осадконакопления при прочих равных условиях уменьшается с увеличением глубины бассейна, то образуется сложный рельеф дна и разность глубин бассейна может быть определена по мощности типов разреза. Следовательно, на участках конседиментационных поднятий поверхность осадка растет вверх относительно дна смежных участков бассейна и образуются подводные возвышенности, величина которых растет одновременно с садкой калийных солей. Описываемые типы разрезов по условиям образования вполне сопоставимы со сводовым и депрессионным типами разрезов верхнедевонских — нижнекаменноугольных и сакмарско-артинских отложений Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, связанных с размещением и морфологией органогенных построек.

Первичным раздувом мощности калийных солей оспаривается М. П. Фивегом [27] и Б. М. Голубевым [5, 7], которые объясняют их «нагоном солей» в ядра соляных брахиантиклиналей. Механизм этого явления ими трактуется как мелкоструйчатый по сезонным прослоям. Однако линейные структуры зерен минералов, свидетельствующие о движении вещества, встречаются только в сезонных сильвинитовых и карналлитовых прослоях, составляющих всего 30—40% объема пласта. Остальная часть складывается каменной солью с первично-седиментационными структурами. Отсутствие вторичных структур в каменной соли калийных пластов и в пластах межпластовой каменной соли и возможность образования ориентированных структур сильвинитов и карналлитов при диагенетических преобразованиях, а также закономерное седиментационное изменение мощности сезонных слоев позволяет отклонить концепцию «нагона солей» и считать раздувы мощности калийной толщи первично-седиментационными образованиями.

Таким образом, в Верхнекамском солеродном бассейне конседиментационные тектонические движения через влияние глубины бассейна на интенсивность осадконакопления отражаются в морфологии поверхности осадков. Положительные формы связаны с первичными раздувами мощности калийных солей и представлены «сводовым», а отрицательные формы — «депрессионным» типами разрезов. В соответствии с законом компенсирующей седиментации в конце эпохи соленакпления про-

исходит выравнивание рельефа осадков породами верхней переходной зоны, которая также представлена двумя типами разрезов: соленосным и мергельным, отвечающих соответственно «депресссионному» и «сводовому» типам разрезов [22].

С переходом соляной и калийной залежей в погребенное состояние начинается следующая — кондиагенетическая стадия тектогенеза, во время которой образуется внутриформационная складчатость, состоящая из складок одного кинематического типа — складок продольного сжатия, в том числе складок течения [20]. Образование складок течения в калийных солях происходит в нелитифицированной среде и во всем объеме калийной залежи. Это положение логически вытекает из высокой степени удлинения складчатой поверхности по отношению к первоначальной при сохранении сплошности слоя, отсутствия линейных структур зерен минералов, показывающих на движение вещества и размещение складок течения практически во всем объеме калийной залежи независимо от ее структурно-фациального строения, т. е. к началу складкообразования соляные отложения не успели еще сцементироваться и перейти в твердое состояние. Именно «флюидоподобное» состояние залежи способствует передаче региональных напряжений по всему объему калийной залежи и повсеместному развитию мелких складок.

Крупные внутриформационные складки, представленные чаще всего пологими и плоскими формами, образуются, по-видимому, под влиянием не только региональных тектонических напряжений, но и наложения на них внутриобъемных гравитационных сил, складкообразующую роль которых отмечает В. В. Белоусов [3]. Возникновение внутриобъемных гравитационных сил происходит в связи с наклоном соляного тела при миграции краевого прогиба.

Оба типа напряжений производные от развития Предуральского прогиба, т. е. парагенетические. Скачкообразное смещение последнего [24], по всей вероятности, обуславливало возникновение тангенциальных напряжений, наибольшая интенсивность которых концентрировалась на участках конседиментационных восходящих движений и раздувов мощностей. Например, описанные выше угловые несогласия. Последующее в раннесоликамское время перемещение зоны максимального прогибания краевого прогиба в район долины р. Камы и выведение соляной залежи из горизонтального в наклонное положение привело к возникновению как тангенциальных напряжений, так и внутриобъемных гравитационных сил. С первым типом напряжений формируются черты полной голоморфной складчатости, а со вторым — ее прерывистость. В связи с тем что оба типа напряжений являются парагенетическими и ориентированы в одном направлении, очень сложная и разнообразная внутриформационная складчатость верхнего регионально-складчатого структурного этажа деформации представляет единый структурный парагенезис.

Существует мнение, что тектоническая структура Соликамской впадины формировалась также под влиянием шарьяжно-надвиговой тектоники западного склона Урала. Соляные валы (Березниковский, Харюшинский и др.), по мнению Ю. В. Казанцева и М. А. Камалетдинова [13], представляют собой верхушки чешуй-пластин, корни которых уходят на восток за пределы Предуральского прогиба. Однако, по данным глубокого бурения, дизъюнктивных нарушений западнее Всеволодо-Вильвенского надвига не установлено (см. рис. 2). Вместе с тем не исключено, что складкообразующие кондиагенетические тектонические напряжения и шарьяжно-надвиговые дислокации генетически связаны между собой.

В последние годы высказана еще одна гипотеза об источнике складкообразующих напряжений. А. Е. Ходьков [28] выдвинул идею о флюидогеодинاميке как главном источнике структурообразования вообще и Верхнекамском месторождении в частности. По нашему мнению, флюидогеодинاميка — это нереальный процесс. В соляных породах гидро-

массоперенос ограничен в масштабах, так как в стадию диагенеза интенсивно протекают процессы перекристаллизации и новообразования, приводящие к образованию плотнокристаллических структур и залечиванию трещин, что в конечном итоге ограничивает и прекращает какой-либо гидромассоперенос. Вместе с тем рациональным зерном во флюидогеодинимических построениях А. Е. Ходькова [28] является положение о повышенной деформативности системы флюид — порода при сравнительно небольших количествах флюидной составляющей, которая в диагенезе облегчает процесс складкообразования нелигифицированных соляных осадков. Следовательно, флюидогеодинимика может рассматриваться как явление, способствующее кондиагенетическому складкообразованию, источник которого — региональные и гравитационно-внутриобъемные тектонические напряжения.

Платформенный этап геологической истории Верхнекамского месторождения исчисляется с соликамского времени и продолжается до настоящего времени. Соликамский рубеж определяется по времени завершения формирования Предуральского прогиба, которое Н. Г. Чочиа [29] определял на рубеже соликамского и шешминского времени. В это время структура месторождения формируется под воздействием двух факторов: движений блоков фундамента по глубинным разломам и соляной тектоники. Первые из них проявляются в размещении субширотных конседиментационно-эрозионных линейных депрессий, а вторые — в многообразии внешних тектонических форм (см. рис. 1, 2). От представлений о генетической связи соляной тектоники и тангенциальных напряжений со стороны Урала [1, 9—12, 25], равно как и гравитационного сползания солей по наклонному ложу [5, 6], следует отказаться по следующим соображениям. К востоку от Всеволодо-Вильвенского надвига интенсивность складчатости уменьшается с востока на запад, а к западу от надвига, наоборот, в направлении с запада на восток. Если бы складки Западно-Уральской складчатой зоны и соляные структуры Соликамской впадины формировались в результате общих тектонических напряжений, то в их строении и размещении, безусловно, просматривались бы общие закономерности.

Внешние тектонические формы формируются в результате пластических деформаций нижней каменной соли, возникающих вследствие неравномерных петростатических нагрузок на соль, которые по условиям их образования можно подразделить на три группы [17]: 1) связанные с первичными раздувами мощности зоны калийных солей, 2) образующиеся на моноклинали мощности соляной залежи и 3) возникающие в бортовых зонах конседиментационно-эрозионных линейных депрессий. Перечисленные условия нарушают равновесие соляных масс и обуславливают их движение. В дальнейшем возможно наложение перечисленных факторов, что сказывается на интенсивности галокинеза. Это особенно наглядно проявляется в зонах древнего и современного соляного карста, которые совпадают с древними и современными речными долинами. Ниже рассмотрим пути формирования неравномерных нагрузок на соль.

Анализ изопакхических и структурных карт свидетельствует о хорошем совпадении морфологии раздувов мощности калийных солей с соляными структурами. Примером идеального совпадения являются Березниковское (см. рис. 5), Соликамское и другие поднятия. Отклонение от этой закономерности наблюдается в случае, если раздув мощности имеет место только в сильвинитовой зоне, или он имеет небольшие в плане размеры. Тесная связь между конфигурацией соляных банок и поднятий указывает на зависимость морфологии структуры от мощности калийных солей, которые ввиду меньшей плотности по сравнению с каменной солью и мергелями создают условия для неравномерных нагрузок на нижние горизонты соляной толщи. Подсчеты показывают, что в раннесоликамское время петростатические нагрузки на участках первичных раздувов мощности были на 15—30 кг/см² меньше, чем в смежных прогнутых зонах [17]. Эти нагрузки вызвали движение солей

и нагнетание их в ядра соляных структур. Перекристаллизация первично-седиментационной каменной соли во флюидальную указывает на вторичность раздувов мощности нижней каменной соли [17, 26].

Осевая зона Соликамской впадины располагается в районе долины р. Камы, ее западное крыло по подошве солей воздымается под углом порядка $1^{\circ}54'$ и на отдельных участках до $4^{\circ}21'$. Наклонное залегание подсолевых горизонтов создает условия для неравномерных нагрузок. При этом, по данным Ю. А. Косыгина [23], интенсивность галогенеза тесно зависит от угла наклона подсолевого ложа. Крайняя западная цепь соляных структур, состоящая из структур, у которых восточные крылья залегают под углом до 5° и западные — $1-2^{\circ}$, параллельная границам впадины и соляной и калийных залежей, формируется на моноклинали путем перемещения соляных масс из зоны Камской линейной депрессии в западном направлении вверх по восстановлению слоев. Таким образом, Камская депрессия является компенсационной структурой длительного развития, из осевой части которой соли отжимаются в обе стороны, в ядра прилегающих структур. Линейность депрессии обусловлена благоприятным сочетанием тектонических (простираение осевой зоны впадины) и седиментационных (границы и преобладающее простираение изопахит калийных солей) условий.

С наложенными желобообразными линейными Дуринской и Боровицкой депрессиями связано образование широтных прибортовых соляных структур, образующихся путем отжимания солей в бортовые зоны (см. рис. 1). Широтная ориентировка прибортовых структур свидетельствует о генетической связи с прогибом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По степени своего развития соляная тектоника Соликамской впадины относится к начальному этапу формирования соляных куполов. По В. С. Журавлеву [8], это рудиментарные соляные купола, по В. С. Конищеву [16], это диапиродные складки, а по Ю. А. Косыгину [23] — соляные крипоструктуры, соляные ядра которых сравнительно слабо развиты и не выходят за пределы соленосной толщи, т. е. предполагается двухэтажное строение структуры с соляным массивом внизу аналогично внутреннему строению соляных поднятий и куполов Верхнекамского месторождения. Анализ условий галокинеза позволяет подойти к решению вопроса о минимально необходимых напряжениях, выводящих породы из равновесия и приводящих к движению соляных масс в область с низким потенциалом напряжения.

Наиболее детально изученным районом с соляной тектоникой является Припятский прогиб, где бурением относительно хорошо подсечены подсоляные горизонты. Для приразломных структур В. С. Конищев [16] определяет большую величину градиента напряжений, способных обеспечить течение солей, равную $100-150$ кг/см². Эта величина определена по амплитуде смещения блоков по разлому. Вместе с тем для наложенных структур, у которых градиент напряжения образуется разностью отметок моноклинали залегającego ложа соли, рассматриваемые величины не подсчитаны, но, судя по геологическим профилям, они должны быть во много раз меньшими. В условиях Верхнекамского месторождения величина градиента напряжений, обуславливающая формирование соляного массива, как показано выше, составляет 15 кг/см² [17].

Минимальная глубина проявления пластических деформаций разными авторами определяется более согласованно. Ю. А. Косыгин [23] считает, что глубина залегания соли должна быть не менее 300 м. По данным Штеке и Борчерта, с которыми согласны Ф. Трусгейм и В. С. Конищев, давление, обуславливающее переход упругой деформации в пластическую, составляет $50-100$ кг/см², что соответствует глубине $350-600$ м (см. [16]). Экспериментально полученный предел упругой деформации галита составляет около 45 кг/см² [15]. Следовательно, вполне вероятно допускать начало проявления соляной тектоники на Верхне-

камском месторождении на глубинах 300—350 м, т. е. в раннесоликамское время. Вместе с тем, как отмечают Р. Г. Гарецкий и В. С. Конищев [4], соляной тектогенез в первую очередь охватывает наиболее мощные и однородные горизонты соленосных толщ. К таким горизонтам относится нижняя каменная соль Верхнекамского месторождения, седиментационная мощность которой равна 220—280 м.

Таким образом, имеются необходимые физико-геологические условия для нагнетания солей в массивы. Требуется оценить значение регионально-тектонического фактора в галокинезе. Примеры соляного тектогенеза в Соликамской впадине, Припятском прогибе и ряде других регионов показывает, что история геологического развития, взаимоотношения тектонических и седиментационных процессов предопределяют создание благоприятных условий для проявления соляной тектоники. Такими условиями являются подсоляные антиклинали, моноклинали, смещение блоков по разрывам, участки эрозионной разгрузки, конседиментационные положительные движения и связанные с ними первичные раздувы более легких калийных солей и др. Соляные породы из-за высокой пластичности и вязкости не способны передавать напряжение на большие расстояния, но очень чувствительны к нарушениям равновесия в инверсионно-плотностной системе, какой является соляная толща и перекрывающие ее породы.

В истории соляного тектогенеза регионально-тектонические условия весьма заметно влияют на интенсивность галокинеза — убыстряют, замедляют и приостанавливают рост куполов. Однако отсутствуют какие-либо данные о наложении тектонических структур (исключая генетически связанные с динамикой роста куполов структуры) на развивающиеся соляные массивы. Этот факт позволяет предположить, что регионально-тектонические напряжения играют складкообразующую роль только в стадию диагенеза. Образование кондиагенетической складчатости на Верхнекамском, Калуш-Гольинском, Верра и других калийных месторождениях [20] является веским подтверждением тому, что только нелитифицированные соляные осадки деформируются в складки течения под влиянием тангенциальных тектонических напряжений. Литифицированные соляные отложения на геологически «мгновенные» тектонические напряжения реагируют хрупко с образованием разрывных нарушений, которые установлены на Старобинском и Предкарпатских калийных и других месторождениях [10, 14].

Нагнетание соляных масс в ядра брахиантиклиналей и куполов связано исключительно с гравитационным всплыванием солей под влиянием неравномерных нагрузок, возникающих в определенных тектонических условиях.

Литература

1. Белоликов А. И., Сапегин Б. И. Верхнекамское калийное месторождение.— В кн.: Проблемы прогноза, поисков и разведки месторождений горно-химического сырья СССР. М.: Недра, 1971, с. 193—209.
2. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.
3. Белоусов В. В. Главные особенности механизма тектонических деформаций.— В кн.: Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М.: Недра, 1977, с. 6—29.
4. Гарецкий Р. Г., Конищев В. С. Условия образования и внутреннее строение соленосных формаций Припятского прогиба.— В кн.: Проблемы соленакпления. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1977, с. 175—178.
5. Голубев Б. М. Роль послонного течения солей во внутренней тектонике калийной зоны Березниковской брахиантиклинали Верхнекамского месторождения.— В кн.: Геология и условия образования месторождений калийных солей. Л., 1972, с. 100—111 (Тр. ВНИИГалургии, вып. 60).
6. Голубев Б. М. О несогласном залегании пород внутри соляной толщи Верхнекамского месторождения.— В кн.: Геология и гидрогеология соляных месторождений. Л.: Недра, 1972, с. 8—12.
7. Голубев Б. М. Особенности внутреннего строения соляной толщи Верхнекамского калийного месторождения.— В кн.: Проблемы соленакпления. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1977, с. 115—118.
8. Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. М.: Наука, 1972, с. 399.

9. *Иванов А. А.* Верхнекамское месторождение калийных солей.— Тр. Всес. геолого-разв. объединения, 1932, в. 232, с. 151.
10. *Иванов А. А.* Основы геологии и методика поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. Госгеолтехиздат, 1953. 204 с.
11. *Иванов А. А.* Пермские соленосные бассейны Печорско-Камского Предуралья. Новосибирск: Наука, 1965. 99 с.
12. *Иванов А. А., Воронова М. Л.* Верхнекамское месторождение калийных солей. Л.: Недра, 1975. с. 217.
13. *Казанцев Ю. В., Камалетдинов М. А.* Основные особенности Предуральского краевого прогиба.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, № 6, с. 122—138.
14. *Кислик В. З., Высоцкий Э. А., Ерошина Д. М., Зеленцов И. И., Блецко В. С.* Зона разрывных нарушений на втором шахтном поле Старобинского месторождения калийных солей.— В кн.: Разломы Белоруссии и Прибалтики. Минск, 1974, с. 84—93 (Сб. науч. тр. Ин-т геохимии и геофизики АН БССР).
15. *Китык В. И.* Условия образования соляных структур. Киев: Изд-во АН УССР, 1963. 296 с.
16. *Конищев В. С.* Соляная тектоника Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1975. 150 с.
17. *Копнин В. И.* Условия развития соляной тектоники Соликамской депрессии.— В кн.: Геология и нефтегазоносность Пермского Прикамья и прилегающих районов. М.: Недра, 1965, с. 121—129. (Тр. КФ ВНИГНИ, вып. XVI).
18. *Копнин В. И.* Условия седиментации кунгурских соленосных отложений в Соликамской впадине Предуральского прогиба.— В кн.: Нижнепермские отложения Камского Предуралья. Пермское изд-во, 1973, с. 221—238 (Тр. ВНИГНИ КО, вып. 118).
19. *Копнин В. И.* Геологическая характеристика Верхнекамского месторождения калийных солей.— В кн.: Технологические схемы механизации очистной выемки калийных пластов Верхнекамского месторождения. Пермь, 1979, с. 6—16 (Тр. УФ ВНИИГалургии).
20. *Копнин В. И.* Кондиагенетические складки течения на месторождениях калийных солей.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, № 2, с. 50—60.
21. *Копнин В. И., Наборщиков В. П.* Условия формирования Дуринского эрозионно-компенсационного прогиба на Верхнекамском месторождении солей.— В кн.: Научные труды. Вопросы геологии Приуралья и Зауралья. Пермь, 1966, сб. XX. с. 269—280. (Тр. Пермск. политехн. ин-та).
22. *Копнин В. И., Корогаев М. А.* Стратификация соляной толщи Верхнекамского месторождения калийных солей.— В кн.: Строение и условия формирования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1981, с. 79—93.
23. *Косыгин Ю. А.* Основы тектоники нефтеносных областей. М.—Л.: Гостоптехиздат, 1952, с. 244—264.
24. *Пущаровский Ю. М.* Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 154 с.
25. *Сапегин Б. И., Янин В. Н.* Основные черты тектоники Верхнекамского калийного месторождения.— В кн.: Строение и условия формирования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1981, с. 118—124.
26. *Фивег М. П.* О текстурх нижней каменной соли Верхнекамского месторождения.— В кн.: Материалы по геологии и гидрогеологии районов соленакопления. Л.: Госхимиздат. 1959, с. 244—250 (Тр. ВНИИГалургии, вып. 35).
27. *Фивег М. П.* Пермские калийные бассейны.— В кн.: Месторождения калийных солей СССР. Л.: Недра, 1973, с. 63—151.
28. *Ходьков А. Е.* Флюидогеодинамика и ее значение в понимании процессов диагенеза и катагенеза галогенных толщ.— В кн.: Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977, с. 171—183.
29. *Чочиа Н. Г.* Геологическое строение Колво-Вишерского края. Л.: Гостоптехиздат, 1955. 406 с.

УДК 551.2.25+552.4(55)

ПЕРФИЛЬЕВ Ю. С., РОМАНЬКО Е. Ф., ЧАЛЬЯН М. А.**МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ
В СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО ИРАНА**

На примере Центрального Ирана показано, что метаморфические комплексы Иранского сегмента формировались в различных тектонических обстановках, сопровождая все этапы его структурной эволюции. Охарактеризованы особенности докембрийского, палеозойского, мезозойского (ранне- и позднекеммерийского), а также альпийского метаморфизма, приведены соответствующие радиологические датировки.

В последние годы значительно возросла изученность метаморфических комплексов, участвующих в строении многих регионов Средиземноморского пояса, установлены основные особенности развития метаморфизма, в частности, что особенно важно, выяснено значение метаморфизма высокого давления [6, 8]. Особенно ярко этот тип метаморфизма проявился в европейской части пояса, где он хорошо изучен [4]. На востоке (Восточный Афганистан, Памир, Гималаи) большое значение имеют докембрийские комплексы с метаморфизмом умеренного давления, сильно переработанные альпийским тектогенезом. В Иранском регионе те и другие особенности метаморфизма выражены слабее, что связано со своеобразием общего строения и истории формирования структур. Описанию особенностей этого метаморфизма и геологической его характеристике посвящена настоящая статья. Основным материалом для нее послужили результаты полевых работ, проводившихся авторами в течение ряда лет в Анарекском районе Центрального Ирана. Этот район занимает особое место в изучении метаморфизма Иранского региона, так как именно отсюда после наблюдений Е. Байера [16] распространилось мнение о широком проявлении в Иране альпийского метаморфизма. Позднее, после исследований докембрийских комплексов И. Штеклином, А. Рутнером и М. Набави [26] метаморфизм стали связывать с ассинтской (байкальской) складчатостью. Такой взгляд на природу и возраст метаморфических комплексов Центрального Ирана преобладал, хотя сведения о наличии в этом регионе более молодых зон метаморфизма периодически появлялись в печати [14, 29]. В настоящее время доказано, что в Иранском регионе распространены разновозрастные и полифацальные метаморфические комплексы, время образования которых охватывает интервал от позднего протерозоя до кайнозоя. Эти комплексы образовались в различных геодинамических обстановках, и их изучение может способствовать более полному пониманию тектонической эволюции структур Ирано-Кавказской области.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Метаморфические образования докембрия в Иранском регионе слагают разобщенные небольшие выходы среди более молодых отложений (рисунок). Значительные площади они занимают на востоке Центрального Ирана, где ими образованы выступы фундамента, перекрытого чехлом, состоящим из осадочных пород венда, палеозоя, мезозоя или кайнозоя. Выступы фундамента сложены породами, отличающимися степенью метаморфизма и составом исходных отложений, что позволяет наметить среди них несколько последовательно сменяющих друг друга серий [9].

Серия гнейсов и кристаллических сланцев. Эта серия включает несколько метаморфических ассоциаций, которые иранские геологи выде-

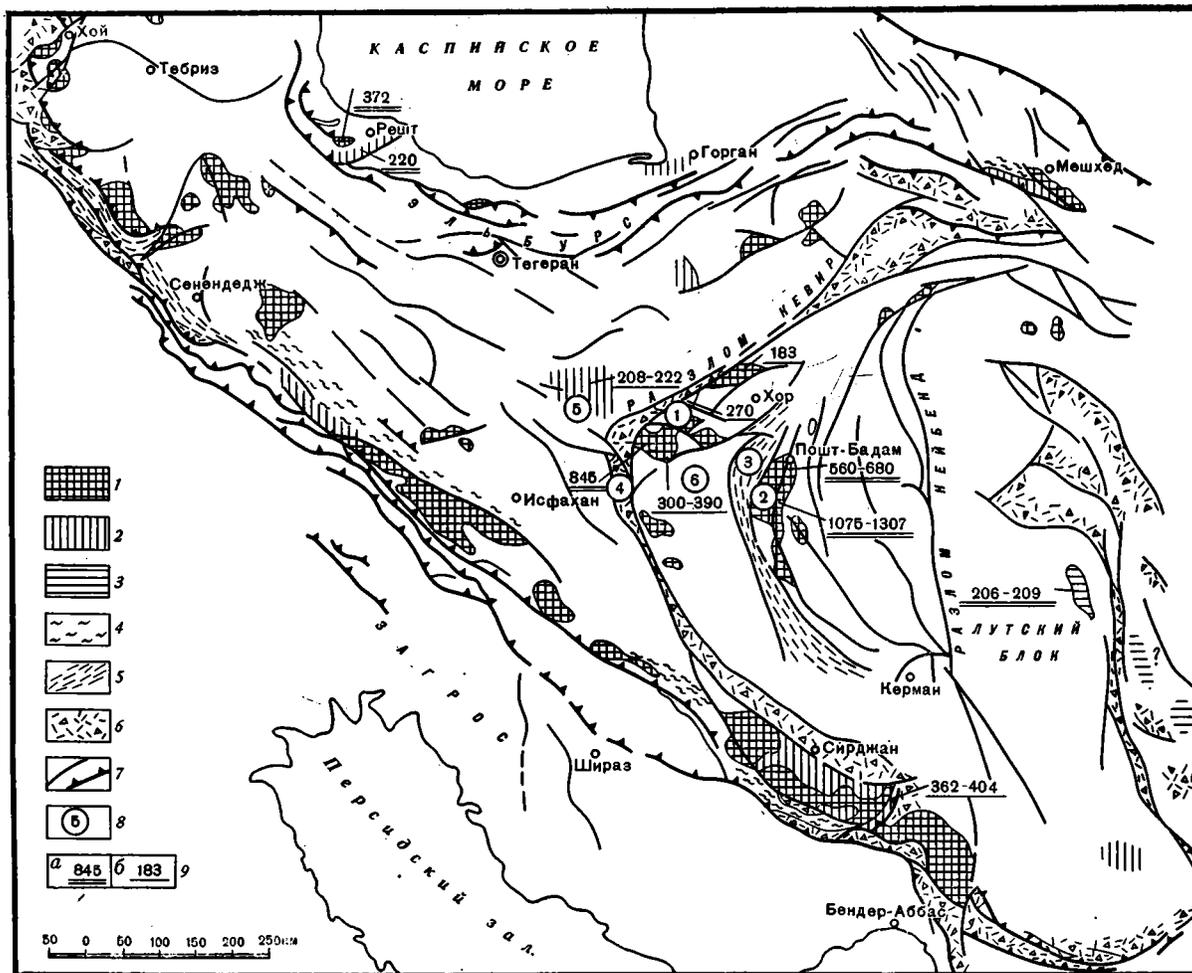


Схема распространения метаморфических комплексов в Иранском регионе

1—5 — метаморфические комплексы: 1 — протерозойский, 2 — палеозойские, 3 — палеозойский-триасовый, 4 — позднеюрско-раннемеловой, 5 — раннемеловой; 6 — зоны «цветного меланжа»; 7 — главные разломы и надвиги; 8 — структурные единицы: 1 — Анарекский массив, 2 — Пошт-е Бадамский массив, 3 — зона Биабанак, 4 — Наин-Зеварская зона меланжа, 5 — зона Кух-е Дом, 6 — зона Чах Паланг-Баязех; 9 — возраст пород, млн. лет: а) Rb/Sr, б) K/Ar-методы

ляют в качестве комплексов, названных по району распространения. Характерными особенностями серии являются: высокий метаморфизм пород, приуроченность к наиболее древним частям разреза, преимущественно пелитовый и карбонатный состав исходных отложений и наиболее древний их возраст. В пределах изученной нами площади эта серия представлена двумя комплексами — Чапедони и Джандак.

Комплекс Чапедони образует узкую полосу вдоль западной окраины массива Пошт-е Бадам и изучался нами у северной его оконечности. Здесь он сложен глубокометаморфизованными породами, местами сильно мигматизированными и содержащими небольшие тела анатектических гранитов, гранито-гнейсов и гнейсовидных гранитов. Среди пород комплекса преобладают биотитовые гнейсы, встречаются амфиболиты, кристаллические сланцы, мраморы и кальцифиры, а также мигматиты. Парагенезисы породы: $Kв + Пл + Би + Кпш + Силл + Корд \pm Гр$, $Kв + Пл + Би + Кпш + Амф + Пл$, $Пл + Мп + Ск$, $Ка + Ол + Мп + Амф + ШП$ (кальцифиры). В биотитовых гнейсах отмечается развитие позднего фибролита и серицита, а также замещение высокотемпературных парагенезисов более поздними, характерными для фации зеленых сланцев: $Kв + Аб + Му + Хл + Эп$ и др. Анатектиты образуют послонные тела мощностью до первых сотен метров. Структуры пород гранобластовые или порфиробластовые; состав: кварц (20—30%), плагиоклаз (20—45%), калишпат (10—35%) и биотит (до 15%), присутствуют мусковит, роговая обманка, эпидот, хлорит, серицит, апатит, циркон, магнетит, гранат, турмалин, титанит, рутил.

Судя по минеральным ассоциациям, метаморфизм комплекса Чапедони протекал в условиях амфиболитовой фации низких давлений (фация биотит-силлиманитовых гнейсов) [5]. Дальнейшее преобразование пород, проходившее на фоне снижения температуры, не привело к значительным изменениям минерального состава. После формирования гранито-гнейсов происходило образование ассоциации фибролит-амфиболитовой фации, а затем и парагенезисов зеленых сланцев.

Комплекс Джандак обнажается по северному ограничению Анарек-Хурского массива. Самый крупный выступ метаморфитов близ сел. Джандак сложен кристаллическими сланцами и гнейсами, собранными в серию сильно сжатых субширотных складок, осложненных мелкой складчатостью и гофрировкой, а также крутыми разломами. Здесь присутствуют субогласные линейные гранито-гнейсовые тела, небольшие массивы гранитов, мусковитовые пегматиты.

Среди метаморфитов джандакского комплекса преобладают различные кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты; реже встречаются амфиболиты, мраморы, доломиты в кальцифиры. Минеральные парагенезисы: $Kв + Аб + Му + Би$, $Kв + Му + Би + Пл \pm Мкл \pm Хл \pm Гр \pm Эп \pm Амф$, $Kв + Му + Би + Ст + Гр \pm Пл$, $Би + Пл + Ст + Гр$, $Kв + Му + Хлд + Гр \pm Хл$, $Рог + Би + Эп + Кв$, $Рог + Пл + Эп + Гр + Кв$, $Рог + Пл + Эп + Хл + Кв \pm Би$, $Ка + Му + Кв \pm Аб \pm Би$, $Ка + Дол$, $Ка + Аб + Кв + Хл + Би$, $Дол + Аб + Му + Би$, $Ка + Рог + Эп + Пл + Кв + Хл$. Судя по парагенетическим ассоциациям, породы этого комплекса метаморфизованы в среднетемпературной области регионального метаморфизма в условиях эпидот-амфиболитовой фации средних или переходных давлений. Диафорез в фации зеленых сланцев проявлен здесь неравномерно. В ставролитовых сланцах первичная ассоциация $Kв + Му + Би + Ст + Гр$ замещается парагенезисом $Kв + Му + Хл + Хлд$; характерны также парагенезисы $Kв + Аб + Му + Хл$, $Kв + Аб + Ка + Хл$ и др.

За пределами изучавшегося нами района к серии гнейсов и кристаллических сланцев принадлежат два комплекса — Саркух и Бонех-Шуро, распространенные в пределах массива Пошт-е Бадам. Они детально изучались иранским геологом А. Хагипуром [21].

Комплекс Саркух обнажается на юго-востоке массива [20]. Он представлен слюдястыми сланцами с дистеном, силлиманитом, гранатом и андалузитом. Сланцы содержат значительное количество горизонтов мраморов, амфиболитов и кварцитов. Наиболее распространенная пара-

генетическая ассоциация Би±Му+Ст+Ди+Силл+Гр образует раннюю фазу. Вторая фаза, также относящаяся к докембрию, характеризуется парагенезисом Му+Би+Амф+Корд. Для третьей фазы, связанной с мезозойским орогенезом, типична низкотемпературная ассоциация Му+Эп+Хл. Метаморфизм комплекса Саркух протекал в условиях амфиболитовой фации низких и средних давлений, а позднее проявился диафторез в фации зеленых сланцев.

Комплекс Бонех-Шуроу распространен в центральном блоке массива Пошт-е Бадам. В его строении участвуют слюдястые сланцы, биотитовые гнейсы, кварциты, амфиболиты. К верхам разреза приурочены линзы мраморов. Для сланцев наиболее типичен парагенезис Му+Би+Кв+Пл+Клш+Силл+Ст±Гр, указывающий на амфиболитовую фацию метаморфизма умеренных давлений. Отмечаются две фазы прогрессивного метаморфизма, что отчетливо проявлено в наличии двух генераций биотита и появлении кордиерита во вторую фазу. Третья фаза изменений характеризуется появлением хлорита, эпидота и серицита.

Особенностью описанных комплексов является преимущественно пелитовый состав исходных осадков, преобразованных прогрессивным метаморфизмом в средне- и высокотемпературных условиях при умеренных давлениях. Во всех комплексах отмечается многофазное преобразование, завершающееся диафторезом в фации зеленых сланцев. Многофазность метаморфизма подтверждается изотопными датировками: по породам комплекса Саркух Д. Крауфордом по Rb/Sr получено несколько определений (1075, 1307, 1855, 2382 млн. лет), показывающих значительную гетерогенность комплекса в отношении времени его формирования [21].

В дальнейшем в фанерозое породы претерпевали преобразования в связи с локальными проявлениями ультраметаморфизма. Это хорошо видно из определений возраста анатектических гранитов и гранито-гнейсов, присутствующих среди гнейсов и кристаллических сланцев. Так, в комплексе Саркух установлены анатектические граниты с возрастом 505—541 млн. лет (по Rb/Sr); в комплексе Джандак мелкие тела гранито-гнейсов и пегматитов датируются в интервале 123—177 млн. лет (по K/Ar); среди гнейсов комплекса Чапедони известны пластовые тела гранито-гнейсов с возрастом 42—56 млн. лет (по K/Ar). Все это указывает на проявления неоднократных минеральных преобразований и подъема температур, приведших к «омоложению» радиологического возраста пород докембрийских комплексов. По-видимому, с этим связано наличие среди определений возраста слюд из сланцев комплекса Саркух цифр 242 млн. лет, из комплекса Джандак — 270 и 183 млн. лет (по K/Ar).

Таким образом, серия гнейсов и кристаллических сланцев по совокупности данных представляется нам наиболее древней среди докембрийских образований в Иране, возможно, частично относящейся к нижнему протерозою. Эти породы испытали преобразования и в связи с более молодыми эпохами тектогенеза. Подобный характер метаморфических процессов отмечается в древнейших комплексах и других районов Ирана. Так, южнее г. Сирджана докембрийский комплекс кианит-силлиманитовых сланцев, судя по определению возраста слюд — 404 и 362 млн. лет (по K/Ar), испытал переработку в конце раннего палеозоя [14]. Возможно, с этой же эпохой связаны преобразования в комплексе гнейсов и слюдяных сланцев района г. Решт — 372±13 млн. лет (по Rb/Sr). Процессы неоднократных минеральных преобразований широко проявились в древнейших метаморфических комплексах и во многих других районах Средиземноморского пояса, в частности на Юго-Западном Памире и Кавказе [1, 3, 7, 10, 11].

Серия слюдястых сланцев. Среди докембрийских метаморфических образований Иранского региона эта серия пород преобладает. Взаимоотношения их с нижележащими гнейсами и кристаллическими сланцами обычно постепенные, без четкого контакта, но они могут разделяться и перерывом, что предполагается на основании нахождения в породах

низкотемпературной серии обломков гранатов, полевых шпатов и даже силлиманита. Серия слюдистых сланцев занимает значительные площади в Анарек-Хурском и Пошт-е Бадамском массивах, где ее представляют комплекс Анарек и формация Ташк.

Комплекс Анарек составляют породы метапелито-метапсаммитового состава, преимущественно различные сланцы, кварциты, а также карбонатные породы: мраморы, кристаллические известняки, доломиты [12]. Карбонатные породы приурочены в основном к средней части разреза, где образуют толщу мощностью более 1000 м. Значительно реже встречаются метабазиты. Парагенезисы хлорит-мусковитовой субфации зеленых сланцев и бластические структуры пород характерны для всей площади развития анарековского комплекса. Среди метапелитов широко развиты ассоциации $Kв + Аб + Му + Хл$ и $Kв + Аб + Эп + Хл$, реже — $Kв + Му + Хл + Хлд$, $Kв + Аб + Эп + Му$, $Аб + Му + Хл + Акт \pm Kв + Эп$, среди метабазитов — $Аб + Эп + Акт + Хл + Kв$. В мраморах и доломитах встречаются парагенезисы $Kв + Ка + Му + Хл$, $Дол + Kв \pm Му + Хл$, в кварцитах — $Kв \pm Му \pm Хл$. Биотитовые ассоциации в метапелитах встречены вблизи эоценового гранитоидного массива и связаны, видимо, с локальным прогревом уже метаморфизованных толщ.

Вдоль разломов, контролирующих распределение альпийских протрузий ультрамафитов, встречаются сланцы с глаукофаном, лавсонитом и пумпеллитом. Предполагается, что эти ассоциации появились в условиях высокого давления в зонах разломов, а при последующих деформациях подверглись зеленосланцевому диафторезу. Среди метапсаммитов здесь встречены парагенезисы $Kв + Аб + Му + Гл$ и $Kв + Аб + Му + Лав$, среди метабазитов — $Аб + Лав + Эп + Хл + Акт$, $Аб + Эп + Хл + Гл$ и $Аб + Эп + Акт + Хл + Пум$; в мраморах наблюдалась ассоциация $Kв + Гл + Хл + Стилп$. Особенностью анарекских сланцев является также ассоциация стильпномелан + доломит, наложенная на зеленосланцевые ассоциации.

Из приведенных парагенетических ассоциаций можно видеть, что на общем фоне зеленосланцевого метаморфизма низких давлений обособливаются участки с более высокотемпературными условиями, а также зоны высокого давления. Такие условия могли быть связаны с различными по возрасту эпохами метаморфизма, проявление которых привело к значительному разбросу значений абсолютного возраста пород. Судя по Rb/Sr-датировке кристаллических сланцев Анарека [24], время наиболее ранней фазы метаморфизма оценивается в 845 млн. лет. Полученная нами серия определений K/Ag-методом возраста мусковитовых сланцев и амфиболитов в интервале 300—390 млн. лет, по-видимому, относится к последующей фазе метаморфизма.

Формация Ташк слагает значительные площади южнее сел. Пошт-е Бадам, где она изучалась А. Хагипуром [21, 22]. В низах формации существенную роль играют гнейсы и амфиболиты, которые согласно налегают на горизонт мраморов и доломитов верхней части комплекса Бонех-Шуроу. Большая часть формации Ташк образована хлорит-мусковитовыми сланцами, метаграувакками, метааркозами; в верхах разреза обычны филлиты и шиферные сланцы, а местами встречаются даже глинистые сланцы. Наиболее характерный парагенезис из верхней части — $Му + Хл + Аб + Kв$. Определения возраста этих сланцев показали значения 561—565 млн. лет (по Rb/Sr). Близкие цифры (681 млн. лет) получены тем же методом и по валовой пробе гранитов из интрузии, прорывающей формацию Ташк. Значения, полученные по биотиту из тех же гранитов, оказались значительно «омоложенными» (318 млн. лет, по K/Ag), что указывает на сильное вторичное изменение слюд.

Как показывает изучение минеральных ассоциаций и определение радиологического возраста пород, серия слюдистых сланцев испытала не менее двух фаз регионального метаморфизма. Наиболее ранняя фаза относится к концу позднего протерозоя. Следующая фаза охватывает девон — карбон. Последующий метаморфизм высоких давлений или

высоких температур проявлялся локально в связи с киммерийским или альпийским тектогенезом.

Серия «зеленых» сланцев завершает общий разрез метаморфических образований докембрия и в ряде районов Ирана перекрывается метаморфизованными вендскими (инфракембрийскими) или нижнепалеозойскими отложениями. Особенностью этой серии является неравномерный и слабый метаморфизм пород, не поднимающийся обычно выше хлорит-мусковитовой субфации, четко сохраняющиеся реликтовые структуры пород, а также вулканогенно-осадочный состав исходных отложений. Серию представляет *формация Кахар* [27] и ее аналоги, распространенные во многих выступах докембрия центральной и северо-западной части Ирана, а также на Малом Кавказе. Следует отметить, что в стратотипическом районе (Центральный Эльбурс) эта формация представлена практически неизмененными породами глинисто-песчаного состава. К югу и западу от него метаморфизм возрастает и среди сланцев появляются покровы вулканитов и тела гранитоидов. В Анарекском районе в составе формации преобладают различные сланцы и филлиты, с ними переслаиваются метапесчаники, мраморизованные известняки и доломиты. Реже встречаются метадиабазы и метариолиты, слагающие отдельные пласты или пачки. Парагенетические ассоциации пород соответствуют хлорит-мусковитовой субфации зеленых сланцев: $Kв + Аб + Эп + Хл$, $Кв + Аб + Му + Хл$, $Аб + Хл + Ка$, $Аб + Акт + Эп + Му + Хл$, $Ка + Кв$, $Дол + Кв$. Хорошо сохраняются реликтовые структуры: бластосаммитовые, бластопойкилофитовые. Особенностью метасаммитовых пород является присутствие в некоторых из них обломков слюдяных сланцев. Определения возраста кварц-мусковитовых сланцев К/Аг-методом показали значения 335 млн. лет. Эта цифра, по-видимому, отражает последний этап преобразования пород, так как в ряде районов Ирана докембрийский возраст отложений формации Кахар четко установлен по положению в разрезе. Серия «зеленых» сланцев часто вмещает интрузии гранитного состава как докембрийского, так и мезозойского возраста. На контакте с ними сланцы претерпевают высокотемпературные изменения. Наиболее широко эти процессы проявились в районе Пошт-е Бадама, где метаморфиты даже выделены в одноименный комплекс [21]. Однако южнее метаморфизм вновь ослабевает, и аналог формации Кахар (серия Морад) в районе г. Керман сложен песчаниками и песчано-глинистыми сланцами со следами жизнедеятельности ползающих организмов.

Комплекс Пошт-е Бадам в исследованной нами северной части представлен породами, образовавшимися в различных условиях. Большая часть комплекса сложена здесь разнообразными роговиками, обнаруживающими отчетливую связь с интрузиями мезозойских гранитов (128 и 140 млн. лет, по К/Аг). На удаленных от интрузии участках (3—4 км) породы хорошо сохранили признаки первичного происхождения. Они испытали изменения в условиях фации зеленых сланцев (хлоритовая зона). В этой зоне широко развиты метапесчаники, метатифы, метадиабазы, филлиты, различные сланцы, известняки и доломиты. Минеральные ассоциации этой зоны: метапелиты-метасаммиты — $Кв + Аб + Му + Хл$, $Кв + Аб + Эп + Хл + Му$; metabазиты — $Аб + Ак + Эп + Хл + Ка$; карбонатные породы — $Ка + Аб + Акт + Эп + Хл$, $Дол + Аб + Хл + Кв$, $Ка + Дол + Кв$. Структуры пород: псаммитовые, бластосаммитовые, бластофитовые, гранобластовые, лепидогранобластовые, нематогранобластовые.

С приближением к интрузии преимущественное развитие получают различные сланцы (биотитовая зона). Парагенетические ассоциации в метапелитах-метасаммитах: $Кв + Би + Аб + Му + Эп \pm Хл$, в metabазитах — $Аб + Акт \pm Эп + Би + Хл \pm Ка \pm Кв$, карбонатные породы — $Кв + Би \pm Кв \pm Му \pm Аб \pm Хл$, $Ка + Аб + Акт + Эп \pm Дол \pm Би \pm Хл$, $Дол \pm Аб \pm Би + Хл \pm Кв$. Структуры лепидогранобластовые, нематогранобластовые, порфиروبластовые, редко бластосаммитовые. В непосредственной близости от интрузии широко распространены роговики и «роговико-

вые» сланцы (гранат-андалузитовая зона), а также кальцифиры, мраморы и доломиты. Парагенетические ассоциации в метапелитах-метапсаммитах: $Kв + Му + Би \pm Гр \pm Пл + Анд \pm Корд \pm Мкл$, в метабазитах: $Амф + Пл + Би + Хл \pm Эп \pm Кв$, $Амф + Мп + Пл$, $Пл + Мп + Волл$; в карбонатных породах: $Кв + Ам + Пл$, $Ка + Амф + Эп + Би + Волл$, $Ка + Дол$. У контакта с гранитоидами отмечается фибролит, развивающийся по периферии порфиروбластов андалузита или образующий скопления среди пластин мусковита. Структуры пород — порфиробластовые, пойкилобластовые, лепидогранобластовые, нематобластовые, нематогранобластовые. Ороговикованные породы комплекса, составляющие гранат-андалузитовую и биотитовую зоны, относятся к мусковит-роговиковой фации. Только вблизи контакта с гранитоидами появляются силлиманитовые ассоциации, соответствующие низким ступеням амфибол-роговиковой фации. Последующие изменения роговиков незначительны и сводятся к серицитизации плагиоклаза, замещению кордиерита агрегатом серицита и хлорита, а амфибола и клинопироксена — хлоритом и карбонатом.

Широко проявленные в породах комплекса Пошт-е Бадам контактовые изменения, связанные с мезозойскими интрузиями и наложенные на низкотемпературный региональный метаморфизм, во многом усложняют общую картину строения комплекса и, в частности, обуславливают его молодую K/Ar -датировку (170 млн. лет). По-видимому, поэтому некоторыми исследователями подчеркивается метаморфическая неоднородность этого комплекса и возможность присутствия в нем докембрийских, вендских и палеозойских пород [21]. Подтверждений этому пока не находится, а по своей структурной позиции, некоторым особенностям исходного состава и степени метаморфизма породы комплекса обнаруживают определенное сходство с породами формации Кахар, для которых верхнепротерозойский возраст может считаться доказанным [27].

Как видно из приведенного материала, формирование метаморфических образований докембрия протекало многофазно. По составу исходных отложений в них намечается закономерная смена типа осадков во времени — преимущественно пелитовые сменяются алевропелитовыми, а последние в свою очередь сменяются вулканогенно-псаммитовыми. Преобразование этих осадков протекало не менее чем в две фазы, при этом ранняя имела более высокотемпературный характер. Низкотемпературная минеральная ассоциация обычно накладывается на более ранние парагенезисы высокотемпературной фазы. Как будет показано ниже, кроме нескольких докембрийских фаз метаморфизма намечаются еще по крайней мере три эпохи — палеозойского, палеозой-мезозойского и мезозойского метаморфизма.

ПАЛЕЗОЙСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

В Иранском районе формирование палеозойских отложений принято связывать с седиментацией на мелководном шельфе, являвшемся продолжением Аравийской платформы, т. е. в условиях, сходных с обстановкой на пассивных океанических окраинах [2]. Палеозойские комплексы, как правило, не метаморфизованы и характеризуются лишь изменениями в условиях глубинного эпигенеза. Однако в последние годы обнаружилось, что в локальных структурах характер осадков и изменений в палеозойских комплексах заметно меняется и в них проявляется метаморфизм фации зеленых сланцев. Две таких структуры были выявлены нами и в Анарекском районе — в хребтах Кух-е Дом и Баязех.

Метаморфиты Кух-е Дом в одноименном хребте слагают несколько выступов среди вулканических образований эоцена. Эти выступы сложены сильно дислоцированными сланцами с подчиненными прослоями метабазитов и кристаллических известняков. Возраст этой толщи, судя

по находкам остатков криноидей, определенно не древнее палеозол, ранее он считался докембрийским [19]. Метапелиты и метапсаммиты представлены различными сланцами, а также филлитами и метапесчаниками с бластоалевропсаммитовыми структурами. Метапесчаники содержат фрагменты более древних (видимо, докембрийских) метаморфических пород. Парагенезисы метапеллитов: $Kв + Му + Хл$, $Kв + Му + Хл + Хлд$, $Kв + Аб + Хл + Акт$; парагенезисы метабазитов: $Аб + Эп + Акт + Хл \pm Му + Kв$, $Аб + Хл + Ка + Дол \pm Эп \pm Му + Kв$. Карбонатные породы представлены кристаллическими известняками и карбонатными сланцами.

Метаморфиты Баязех образуют ряд выходов, приуроченных к восточной части крупной разломной зоны Чах Паланг — Баязех. Здесь в ядре горст-антиклинали обнажены однообразные олигомиктовые метапесчаники, филлиты и кварц-хлорит-мусковитовые сланцы, а в крыльях — мраморы, доломиты, карбонат-хлоритовые и хлоритовые сланцы, филлиты, известковые и известково-глинистые сланцы, метаграувакки, кварцевые метапесчаники и метаэффузивы основного состава. В карбонатных породах обнаружены остатки мшанок и членики криноидей, что позволило считать эту толщу палеозойской. Степень дислоцированности и метаморфизма пород, а также количество метабазитов возрастает в сторону разломной зоны, где появляются и мелкие тела серпентинитов. Метаморфизм толщи не превышает низкотемпературной субфации зеленых сланцев. Хорошо сохраняются первичные структуры эффузивов и обломочных пород. Палеозойский комплекс с несогласием перекрывается красноцветной толщей юрского возраста, конгломераты которой содержат обломки всех перечисленных выше пород, включая серпентиниты.

Метаморфизованные палеозойские комплексы обнаружены и в других областях Ирана. Такие наблюдения имеются по району Торуда на севере Большой Соляной пустыни [14, 29], в районе Гольпайегана на юго-западе Центрального Ирана, в районе Горгана в Прикаспийской области и т. д. Во многих случаях палеозойский эпизод метаморфизма хорошо подтверждается радиологическим изучением пород и минералов из более древних серий докембрийского возраста. Особенно отчетливо проявляется среднепалеозойский этап метаморфизма. Это хорошо видно на примере района Анарека, где в докембрийских образованиях устанавливается эпизод метаморфизма в интервале 300—390 млн. лет (по K/Ar). Близкие к этому (372 млн. лет по Rb/Sr) определения известны из докембрия района р. Решт, на западе хр. Эльбрус, где песчано-глинистые отложения силура, содержащие вулканиты, испытали низкотемпературный метаморфизм в фации зеленых сланцев [17]. На юго-востоке Загроса в районе г. Сирджана и Эсфендегеха [14, 25] имеется сложный комплекс метаморфизованных пород нижнего палеозоя, с которым сопряжены докембрийские образования, имеющие отчетливые следы позднекаледонского метаморфизма (404 и 362 млн. лет по K/Ar). Во всех отмеченных выше районах палеозойские комплексы обладают своеобразным составом отложений, в котором значительная роль принадлежит вулканитам основного состава и песчано-глинистым отложениям повышенной мощности, что и отличает их от известных разрезов палеозоя мелководного шельфового типа.

МЕЗОЗОЙСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Формирование метаморфических комплексов в мезозое тесно связано с ранними этапами развития альпийских структур. Тектоническая эволюция этих структур во многом еще не ясна, но главная особенность их развития связана с процессами рифтогенеза и образования бассейнов океанического типа, а также последующего их сокращения с формированием зон складчатости и меланжа. Мезозойские метаморфические

вые» сланцы (гранат-андалузитовая зона), а также кальцифиры, мраморы и доломиты. Парагенетические ассоциации в метапелитах-метапсаммитах: $Kв + Му + Би \pm Гр \pm Пл + Анд \pm Корд \pm Мкл$, в метабази-тах: $Амф + Пл + Би + Хл \pm Эп \pm Кв$, $Амф + Мп + Пл$, $Пл + Мп + Волл$; в карбонатных породах: $Кв + Ам + Пл$, $Ка + Амф + Эп + Би + Волл$, $Ка + Дол$. У контакта с гранитоидами отмечается фибролит, развивающийся по периферии порфиروبластов андалузита или образующий скопления среди пластин мусковита. Структуры пород — порфиробластовые, пойкилобластовые, лепидогранобластовые, нематобластовые, немато-гранобластовые. Ороговикованные породы комплекса, составляющие гранат-андалузитовую и биотитовую зоны, относятся к мусковит-роговиковой фации. Только вблизи контакта с гранитоидами появляются силлиманитовые ассоциации, соответствующие низким ступеням амфибол-роговиковой фации. Последующие изменения роговиков незначительны и сводятся к серицитизации плагиоклаза, замещению кордиерита агрегатом серицита и хлорита, а амфибола и клинопироксена — хлоритом и карбонатом.

Широко проявленные в породах комплекса Пошт-е Бадам контактовые изменения, связанные с мезозойскими интрузиями и наложенные на низкотемпературный региональный метаморфизм, во многом усложняют общую картину строения комплекса и, в частности, обуславливают его молодую K/Ar -датировку (170 млн. лет). По-видимому, поэтому некоторыми исследователями подчеркивается метаморфическая неоднородность этого комплекса и возможность присутствия в нем докембрийских, вендских и палеозойских пород [21]. Подтверждений этому пока не находится, а по своей структурной позиции, некоторым особенностям исходного состава и степени метаморфизма породы комплекса обнаруживают определенное сходство с породами формации Кахар, для которых верхнепротерозойский возраст может считаться доказанным [27].

Как видно из приведенного материала, формирование метаморфических образований докембрия протекало многофазно. По составу исходных отложений в них намечается закономерная смена типа осадков во времени — преимущественно пелитовые сменяются алевропелитовыми, а последние в свою очередь сменяются вулканогенно-псаммитовыми. Преобразование этих осадков протекало не менее чем в две фазы, при этом ранняя имела более высокотемпературный характер. Низкотемпературная минеральная ассоциация обычно накладывается на более ранние парагенезисы высокотемпературной фазы. Как будет показано ниже, кроме нескольких докембрийских фаз метаморфизма намечаются еще по крайней мере три эпохи — палеозойского, палеозой-мезозойского и мезозойского метаморфизма.

ПАЛЕЗОЙСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

В Иранском районе формирование палеозойских отложений принято связывать с седиментацией на мелководном шельфе, являвшемся продолжением Аравийской платформы, т. е. в условиях, сходных с обстановкой на пассивных океанических окраинах [2]. Палеозойские комплексы, как правило, не метаморфизованы и характеризуются лишь изменениями в условиях глубинного эпигенеза. Однако в последние годы обнаружилось, что в локальных структурах характер осадков и изменений в палеозойских комплексах заметно меняется и в них проявляется метаморфизм фации зеленых сланцев. Две таких структуры были выявлены нами и в Анарекском районе — в хребтах Кух-е Дом и Баязех.

Метаморфиты Кух-е Дом в одноименном хребте слагают несколько выступов среди вулканических образований эоцена. Эти выступы сложены сильно дислоцированными сланцами с подчиненными прослоями метабазитов и кристаллических известняков. Возраст этой толщи, судя

по находкам остатков криноидей, определенно не древнее палеозол, ранее он считался докембрийским [19]. Метапелиты и метапсаммиты представлены различными сланцами, а также филлитами и метапесчаниками с бластоалевропсаммитовыми структурами. Метапесчаники содержат фрагменты более древних (видимо, докембрийских) метаморфических пород. Парагенезисы метапеллитов: $Kв + Му + Хл$, $Kв + Му + Хл + Хлд$, $Kв + Аб + Хл + Акт$; парагенезисы метабазитов: $Аб + Эп + Акт + Хл \pm Му + Kв$, $Аб + Хл + Ка + Дол \pm Эп \pm Му + Kв$. Карбонатные породы представлены кристаллическими известняками и карбонатными сланцами.

Метаморфиты Баязех образуют ряд выходов, приуроченных к восточной части крупной разломной зоны Чах Паланг — Баязех. Здесь в ядре горст-антиклинали обнажены однообразные олигомиктовые метапесчаники, филлиты и кварц-хлорит-мусковитовые сланцы, а в крыльях — мраморы, доломиты, карбонат-хлоритовые и хлоритовые сланцы, филлиты, известковые и известково-глинистые сланцы, метаграуваки, кварцевые метапесчаники и метаэффузивы основного состава. В карбонатных породах обнаружены остатки мшанок и членики криноидей, что позволило считать эту толщу палеозойской. Степень дислоцированности и метаморфизма пород, а также количество метабазитов возрастает в сторону разломной зоны, где появляются и мелкие тела серпентинитов. Метаморфизм толщи не превышает низкотемпературной субфации зеленых сланцев. Хорошо сохраняются первичные структуры эффузивов и обломочных пород. Палеозойский комплекс с несогласием перекрывается красноцветной толщей юрского возраста, конгломераты которой содержат обломки всех перечисленных выше пород, включая серпентиниты.

Метаморфизованные палеозойские комплексы обнаружены и в других областях Ирана. Такие наблюдения имеются по району Торуда на севере Большой Соляной пустыни [14, 29], в районе Гольпайегана на юго-западе Центрального Ирана, в районе Горгана в Прикаспийской области и т. д. Во многих случаях палеозойский эпизод метаморфизма хорошо подтверждается радиологическим изучением пород и минералов из более древних серий докембрийского возраста. Особенно отчетливо проявляется среднепалеозойский этап метаморфизма. Это хорошо видно на примере района Анарека, где в докембрийских образованиях устанавливается эпизод метаморфизма в интервале 300—390 млн. лет (по K/Ar). Близкие к этому (372 млн. лет по Rb/Sr) определения известны из докембрия района р. Решт, на западе хр. Эльбрус, где песчано-глинистые отложения силура, содержащие вулканиты, испытали низкотемпературный метаморфизм в фации зеленых сланцев [17]. На юго-востоке Загроса в районе г. Сирджана и Эсфендегеха [14, 25] имеется сложный комплекс метаморфизованных пород нижнего палеозоя, с которым сопряжены докембрийские образования, имеющие отчетливые следы позднекаледонского метаморфизма (404 и 362 млн. лет по K/Ar). Во всех отмеченных выше районах палеозойские комплексы обладают своеобразным составом отложений, в котором значительная роль принадлежит вулканитам основного состава и песчано-глинистым отложениям повышенной мощности, что и отличает их от известных разрезов палеозоя мелководного шельфового типа.

МЕЗОЗОЙСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Формирование метаморфических комплексов в мезозое тесно связано с ранними этапами развития альпийских структур. Тектоническая эволюция этих структур во многом еще не ясна, но главная особенность их развития связана с процессами рифтогенеза и образования бассейнов океанического типа, а также последующего их сокращения с формированием зон складчатости и меланжа. Мезозойские метаморфические

комплексы в большинстве своем связаны с периодом сжатия, который начался в позднекимммерийскую фазу тектогенеза и продолжался в кайнозой. Однако если обратиться к результатам радиологических определений возраста метаморфических пород, то намечается и более ранняя фаза минеральных преобразований, которую связывают с раннекимммерийской фазой тектогенеза [22, 23]. Геологические аспекты этого метаморфизма и представляющие его конкретные комплексы не изучены.

Раннекимммерийский эпизод метаморфизма устанавливается в породах комплекса основания, обнажающихся в различных районах Ирана. В Анарекском районе этот эпизод отчетливо фиксируется в палеозойском комплексе хр. Кух-е Дом (208—222 млн. лет, по K/Ar). Кроме этого, раннекимммерийский метаморфизм проявлен на востоке блока Лут, где к комплексу основания относятся определения 206—209 млн. лет, по Rb/Sr [28]. В районе Талех на западе Эльбруса [17] этот же эпизод метаморфизма проявлен в палеозойском комплексе (220 млн. лет, по Rb/Sr). С этим эпизодом связывают метаморфизм высокого давления (фашия глаукофановых сланцев) в районе Эсфендегеха на юге Центрального Ирана, севернее Главного надвига Загроса [25]. Для глаукофановых сланцев характерны два типа ассоциаций: $\text{Pog} + \text{Gr} + \text{кроссит} \pm \text{Эп} + \text{Би}$ и $\text{кроссит} + \text{Акт} + \text{Эп} + \text{Аб} + \text{Хл} + \text{Стильп}$. На эти ассоциации накладывается зеленосланцевый диафторез, в результате которого гранат и кроссит наблюдаются лишь в реликтах [6].

С позднекимммерийской эпохой связан метаморфизм юрских отложений, широко проявившийся на юго-западной окраине Центрального Ирана в зоне Сенендеджа [19, 30—32]. Юрский стратифицированный комплекс пород представлен здесь мощной серией тонкозернистых слюдястых сланцев, филлитов, метапесчаников, степень метаморфизма которых убывает вверх по разрезу. Характерная ассоциация комплекса $\text{Би} + \text{Кв} + \text{Хл} + \text{Му}$ указывает на метаморфизм фации зеленых сланцев. Юрский комплекс вмещает интрузии гранитоидов, с которыми связан значительный по площади контактовый метаморфизм, выраженный полями разнообразных роговиков — биотитовых, кварц-биотитовых, амфиболовых и др. На отдельных площадях с гранитными телами ассоциирует высокотемпературный метаморфизм, представленный коордиеритовой, ставролит-гранатовой и андалузит-гранатовой ионами. Другим районом проявления позднекимммерийского метаморфизма является район Торуда на севере Центрального Ирана, где сильному изменению подверглись палеозойские и юрские отложения [14, 29].

Позднекимммерийский метаморфизм сопровождается гранитоидным магматизмом, проявившимся в различных районах Ирана. Многие интрузии располагаются среди докембрийских комплексов, но их принадлежность к позднекимммерийской эпохе хорошо подтверждается данными радиологического изучения (128—140 млн. лет, по K/Ar) самих гранитов и вмещающих метаморфитов ([24], а также наши данные). В геологической истории Центрального Ирана позднекимммерийская фаза тектогенеза играла важную роль, что подчеркивается широким развитием в верхней юре и нижнем мелу красноцветной обломочной и эвапоритовой формаций, перекрывающих несогласно все более древние комплексы.

Следующий эпизод метаморфизма относится к собственно альпийской эпохе. Метаморфические процессы этого времени локализируются в рифтогенных структурах океанического типа, которые испытали сильное сжатие и тектоническое меланжирование [13]. Метаморфические комплексы этих структур ныне представлены фрагментарно среди зон «цветного меланжа». Одна из таких зон (Наин-Зеварская) была изучена нами в районе Анарека. Раскрытие этой структуры охватывает поздний мел — палеоцен, а сжатие продолжалось и в эоцене. Меланж имеет здесь характер хаотической смеси блоков и глыб магматических, осадочных и метаморфических пород среди серпентинитового базиса. Размеры ксенолитов колеблются от десятков сантиметров до километров. Состав пород, слагающих отторженцы, весьма разнообразен. Здесь

присутствуют различные метаморфические породы (амфиболиты и амфиболовые сланцы, гнейсы, актинолитовые, эпидот-хлоритовые и мусковитовые сланцы), меловые магматические образования (спилиты, базальтовые порфириды, андезиты, диабазы, кератофиры, габбро и плагиограниты), а также осадочные отложения (граувакки, известняки и радиоляриды). Среди ультраосновного базиса преобладают апоперидитовые серпентиниты, часто встречаются гарцбургиты, реже энстатитовые дуниты и лерцолиты, иногда диаллагиты и оливиновые вебстериты.

Метаморфизм меловых вулканитов и плутонических пород офиолитовой ассоциации не превышает зеленосланцевой фации. Обычный парагенезис метабазитов и примыкающих к ним пород: $Ab + \text{Эп} \pm \text{Хл} + \text{Ка} \pm \text{Акт} \pm \text{Пр} \pm \text{Кв}$. Хорошо сохраняются реликты первичных структур. Важно отметить единичную находку глаукофансодержащих пород, состоящих из эпидота (до 50%), глаукофана (35%), альбита (10%), титанита (5%), небольшого количества кварца и мусковита. Возраст метаморфизма пород меланжа неясен. Поскольку в нем смешаны породы разного возраста, можно лишь предположить, что они испытали метаморфические преобразования в разное время. Самые поздние деформации, которые логически следует связывать с раннеэоценовым сжатием, не стерли отличий в степени метаморфизма компонентов меланжа и не привели к омоложению К/Аг-датировки меловых интрузивных пород, участвующих в меланже (98 млн. лет).

В другой зоне «цветного меланжа», в районе г. Хой на западе Иранского Азербайджана, имеются наблюдения о постепенном повышении степени метаморфизма с запада на восток и последовательной смене океанического базальта цеолитовыми базальтами — лавсонит-пумпеллит-глаукофановыми породами — основными зелеными сланцами — альмандиновыми амфиболитами. Возраст амфиболита оценивается по К/Аг в $114 \pm 2,5$ млн. лет [18].

Альпийский метаморфизм океанических комплексов, по-видимому, протекал длительно и был тесно связан со всей историей формирования этих структурных зон, вплоть до их полного отмирания. В других структурах альпийского возраста метаморфизм проявился крайне слабо. В меловом комплексе флишевого прогиба Биабанакской зоны минеральные преобразования наиболее заметно проявляются в нижней части разреза, где присутствуют горизонты листоватых сланцев, состоящих преимущественно из гидрослюд с небольшой примесью альбита и хлорита (сланцы Биабанак). Более интенсивный метаморфизм глинисто-песчаных отложений мела отмечается юго-западнее г. Сенендеджа к северу от Главного надвига Загроса, где в низах флишевого комплекса известны толщи филлитов и тонкозернистых слюдистых сланцев, т. е. метаморфизм достигает фации зеленых сланцев [19].

После формирования зон «цветного меланжа» тепловой режим резко меняется и дальнейшее развитие альпийских структур не сопровождается метаморфическими преобразованиями пород. Последние проявляются лишь в связи с гранитоидными интрузиями эоценового возраста, в контакте с которыми образуются пироксеновые и биотитовые роговики. В докембрийских комплексах эти интрузии иногда сопровождаются полями инъекционных мигматитов, переходящих в мелкие тела гранито-гнейсов и гнейсовидных гранитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные метаморфические комплексы обнаруживают существенное разнообразие возраста и исходного состава, характера и времени минеральных преобразований. Наибольшее распространение среди них имеют докембрийские комплексы. Они обнаруживают в целом, по

крайней мере, двухактный метаморфизм. Ранний этап метаморфизма протекал преимущественно в условиях средних или переходных давлений. Для позднего этапа характерны условия низких температур и давлений фации зеленых сланцев. Возраст этих этапов определяется не точно, но по имеющимся радиологическим данным можно считать, что наиболее ранний из них близок к гренвилльскому тектогенезу (1000—1200 млн. лет). Этот этап имел важное значение в формировании фундамента Аравийской платформы, среди которого, так же как и в Иране, пока не обнаружено следов более ранних эпох тектогенеза. Поздний этап метаморфизма, вероятно, связан с байкальской складчатостью (650—680 млн. лет). Пространственные особенности проявления докембрийского метаморфизма не ясны. Можно лишь отметить, что в конце рифея метаморфизм не был равномерным на всей площади. Наибольшие преобразования, сопровождающиеся магматизмом, характерны для западной и центральной частей Ирана. Судя по первичному составу отложений, докембрийские комплексы, по-видимому, формировались в условиях переходного типа коры с относительно равномерным тепловым потоком, местами образующим термальные купола, сопровождающиеся повышенным давлением. Типичная офиолитовая ассоциация в изученных комплексах не обнаружена, из чего можно заключить, что тектоническая обстановка в позднем докембрии не была контрастной. Наблюдаемые ныне фрагменты метаморфических комплексов докембрия принадлежали единому складчатому поясу рифейского возраста, составляющему фундамент северо-восточной окраины Аравийской платформы [15].

Последующий эпизод метаморфизма по времени относится к среднему палеозою (300—390 млн. лет). Принято считать, что палеозойские движения в Иранском регионе носили эпейрогенический характер. Что же касается метаморфизма палеозойских отложений, который не поднимается выше фации зеленых сланцев, то он проявился локально и носил «пятнистый» характер на общем фоне неизменных отложений. Можно отметить тяготение метаморфизованных комплексов палеозоя к зонам крупных разломов. Эти участки могли служить местом локальных кратковременных растяжений, сходных по условиям формирования с рифтогенными структурами. Именно здесь происходило накопление мощных серий песчано-глинистого состава и проявлялся базальтоидный вулканизм. Эти структуры сопровождалась более высоким тепловым потоком, что в условиях повышенных мощностей и локальных сжатий приводило к проявлению низкотемпературного метаморфизма. Характерно, что в таких зонах отсутствуют признаки синхронного сиалического магматизма. В пространственном размещении участков палеозойского метаморфизма очевидных закономерностей не устанавливается, но можно заметить, что наиболее значительно этот процесс проявился на юго-западе Центрального Ирана в зоне Высокого Загроса (Сенендедж — Сирджан), т. е. в зоне, которая обычно рассматривается как окраина мезозойского микроконтинента [15].

Раннемезозойский (раннекеммерийский) эпизод метаморфизма (200—220 млн. лет) совпадает с эпохой распада палеозойского континента и началом формирования мезозойских зон рифтогенеза «тетисного» типа. Этот процесс, вероятно, сопровождался формированием локальных структур сжатия, в которых происходил низкотемпературный метаморфизм палеозойских и триасовых отложений, зафиксированный в минеральных ассоциациях умеренных и повышенных давлений. Структурная позиция этих зон метаморфизма неясна. Можно указать лишь на то, что обе зоны (Кух-е Дом в Центральном Иране и восточная часть Лутского блока) располагаются по периферии Восточно-Иранского массива, докембрийский фундамент которого испытал синхронную регенерацию.

Наиболее разнообразные тектонические обстановки и условия метаморфизма существовали в позднем мезозое. С позднекеммерийской складчатостью коррелируются деформации и метаморфизм флишоид-

ных отложений юрского возраста по юго-западной окраине Центрально-Иранского микроконтинента. Этим процессам сопутствовало формирование термальных куполов и гранитоидных интрузий также и во внутренней части микроконтинента. Тектоническое положение зон поздне-кimmerийского метаморфизма позволяет связывать их с развитием мезозойских рифтогенных структур «тетисного» типа и активизацией окраин древних континентальных блоков. Дальнейшее «скупивание» последних приводит к формированию зон зеленосланцевого метаморфизма в пределах структур с океаническим типом коры. Метаморфизм протекал в условиях умеренных и высоких давлений и локализовался, по-видимому, в краевых частях структур с корой океанического типа. Реликты метаморфических комплексов этих зон устанавливаются в современной структуре среди «цветного меланжа», окружающего древние континентальные блоки.

Таким образом, метаморфические комплексы в Иранском сегменте формировались в различных тектонических обстановках, сопровождая все главные явления структурной эволюции региона.

Литература

1. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Казарян К. Б. Сравнительное изучение возраста древних метаморфических сланцев бассейна р. Ахум (Армянская ССР) K/Ar- и Rb/Sr-методами.— В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М.: Наука, 1978, с. 47—56.
2. Белов А. А. Тектоническое развитие альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981, с. 161—177.
3. Буданова К. Т. Тектонический режим становления докембрийского комплекса метаморфических пород Юго-Западного Памира.— В кн.: Метаморфизм горных пород Урала. АН СССР, Уральск. научн. центр, Свердловск, 1979, с. 35—40.
4. Десмон Ж. Многофазный метаморфизм океанической и континентальной коры Западных Альп.— Геотектоника, 1977, № 6, с. 69—82.
5. Добрецов Н. Л., Ревердато В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 430 с.
6. Добрецов Н. Л. Метаморфизм мезозойских и кайнозойских складчатых областей.— В кн.: Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука, 1977, с. 219—221.
7. Баратов Р. Б., Буданов В. И. и др. Земная кора и верхняя мантия Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1981. 283 с.
8. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 535 с.
9. Моралев В. М., Перфильев Ю. С. Тектоника докембрия восточной части Альпийско-Гималайского пояса.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия Евразии. Владивосток, 1974, с. 144—160.
10. Московченко Н. И. Последовательность развития структурных форм и эволюция полиметаморфических комплексов фундамента фанерозойских складчатых областей (на примере Юго-Западного Памира).— Геотектоника, 1978, № 3, с. 100—118.
11. Перфильев Ю. С. Метаморфизм в Афгано-Пакистанском сегменте.— В кн.: Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука, 1977, с. 258—261.
12. Романько Е. Ф., Морозов Л. Н. Метаморфические комплексы фундамента Анарек-Хурского массива (Центральный Иран).— Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, № 12, с. 62 (Депон. в ВИНТИ, № 3420-81 от 9.07.81).
13. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980, с. 151—168.
14. Хушманзаде А. Этапы докембрийского метаморфизма в Иране.— В кн.: Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука, 1977, с. 261—266.
15. Штеклин И. Древняя континентальная окраина в Иране.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 3. М.: Мир, 1979, с. 230—248.
16. Baier E. Das iranische Binnenland ostlich des Beckens von Nain-Yesd.— Neues Jb. Miner. Geol. Palaont. Beilbd; Abt. B, 1940, v. 83, № 1, p. 46—82.
17. Davies P. J., Jones C. R., Hamzpour B., Clerk J. C. Geology of the Masulex Sheet.— Geol. Surv. Iran, Rep., 1972, № 24. 110 p.
18. Förster H. Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran.— J. Geolog. soc., 1978, v. 135, p. 4, 443—456.
19. Geological Map of Iran, 1 : 1 000 000. NIOC, Teheran, 1978.
20. Geological Map of the Posht-e Badam, 1 : 100 000, compiled by A. Haghypour.— Geol. Surv. Iran, 1977.
21. Haghypour A. Etude geologique de la région de Biabanak-Bafk (Iran Central). L'Université Scient. Médicale de Grenoble, 1974. 403 p.
22. Haghypour A., Valeh N., Pelissier G., Davoudzadeh M. Explanatory text of the Ardekan quadrangle map 1 : 250 000.— Geol. Surv. Iran, 1977. 114 p.

23. *Houchmand-zadeh A.* Metamorphisme et granitisation du Massif Chapedony (Iran Central).— These Univ. Grenoble, 1969. 242 p.
24. *Reyre D., Mohafez S.* Une première contribution des accords NIOC-ERAP à la connaissance géologique de l'Iran (Prem. part).— Rev. de l'Inst. franc. du petr., Juin 1970, p. 687—713.
25. *Sabzehei M.* Les melanges ophiolitiques de la region d'Esfandagheh (Iran Meridional).— These Univ. Grenoble, 1974. 306 p.
26. *Stöcklin J., Ruttner A., Nabavi M.* New Data on the Lower Paleozoic and Pre-Cambrian of North Iran.— Geol. Surv. Iran, 1964. Rep. № 1. 29 p.
27. *Stöcklin J.* Stratigraphic Lexicon of Iran. Pt I. Central, North and East Iran.— Geol. Surv. Iran, 1971, Rep. № 18. 338 p.
28. *Stöcklin J., Eftekhar-nezhad I., Hushmand-zadeh A.* Central Lut Reconnaissance, East Iran.— Geol. Surv. Iran, 1971, Rep. № 22, p. 16—22.
29. *Thiele O.* Zum Alter der Metamorphose in Zentral Iran.— Mitt. Geol. Ges. Wien, 1966, v. 58, p. 87—101.
30. *Valizadeh M., Cantagrel J.-M.* Premieres donnees radiometriques (K/Ar et Rb/Sr) sur les micas du complexe magmatique du Mont Alvand pres Hamadan (Iran occidental).— C. R. Acad. Sci. Paris, 1975, t. 281, p. 1083—1086.
31. *Zarian S., Forghani A. H., Fayas H.* La massif granitique d'Alvande et son aureole metamorphique.— Bull. Facul. Sci. Tehran Univ., 1972, v. 3, № 4, p. 39—44.
32. *Zarian S., Darvish-zadeh A.* Metamorphisme Regionale de la Region de Hamadan (Iran).— Bull. Fac. Sci. Tehran Univ., 1975, v. 7, № 2, 3, p. 55—62, 93—95.

Институт литосферы АН СССР,
Объединение «Зарубежгеология»
Москва

Поступила в редакцию
16.II.1982

УДК 551.242(263+728)

РЯБУХИН А. Г., ЧЕХОВИЧ В. Д., ЗОНЕНШАЙН Л. П., ХАИН В. Е.

ЭВОЛЮЦИЯ МЕКСИКАНСКО-КАРИБСКОГО РЕГИОНА (опыт анализа с позиции тектоники плит)

Рассмотрена эволюция Мексикано-Карибского региона в мезозое и кайнозое с позиции тектоники плит. Эволюция региона рассматривается как результат взаимодействия литосферных плит американских континентов. Выделяются основные этапы развития региона. Дается оригинальный вариант реконструкции на палинспастической основе. Анализируются вопросы становления Карибской плиты, изменения ее границ во времени и пространстве.

ВВЕДЕНИЕ

Мексикано-Карибский регион расположен между двумя американскими континентами и океанскими пространствами Тихого и Атлантического океанов. Его естественными границами являются системы островных дуг и сопряженных с ними глубоководных желобов. Большая часть площади Мексикано-Карибского региона образована изометрическими глубоководными впадинами с океанской и утоненной континентальной корой, разделенными подводными поднятиями и хребтами, имеющими, как правило, континентальную кору. Этот регион для многих является эталоном современной геосинклинали, если придерживаться классической трактовки этого термина. Исходя из структурного положения региона Ю. М. Пущаровский [9] предложил выделить особый тип структур — межматериковые моря. По классификации В. Е. Хаина [15] Мексикано-Карибская область относится к межматериковым и одновременно межокеанским геосинклинальным областям.

К настоящему времени накоплен обширный фактический материал по стратиграфии, магматизму и тектонике региона. Этот материал включает крупные обобщения по континентальному обрамлению, островным дугам, важные результаты глубоководного бурения и морских геофизических работ [13, 27, 60 и др.]. И все же многие страницы геологической истории региона и характер взаимоотношения континентальных и океанских структур остаются неясными.

Подавляющее большинство исследователей в последние годы рассматривает эволюцию Мексикано-Карибского региона с позиции тектоники литосферных плит, и лишь отдельные авторы настаивают на приоритете вертикальных движений [8]. Известны также работы, в которых формирование современной структуры региона связывается с ограниченным спредингом, вызванным общим расширением Земли [6]. Недавно О. Боненбергер [24], анализируя различные гипотезы эволюции Мексикано-Карибского региона, основанные на мобилистских представлениях, объединил их в три группы. Первая из них предполагает закрытие впадины Мексиканского залива в домезозойское время блоками континентальной коры Юкатана и Никарагуа [32, 50 и др.]. Вторая группа гипотез основывается на наличии самостоятельной Карибской плиты уже в поздне меловое время [7, 40 и др.]. Третья — принимает расширение коры Тихого океана в пространство, образованное вследствие раздвижения Северо-Американской и Южно-Американской плит [29, 42 и др.]. Ж. Обуэн [20] увязывает геосинклинальные структуры области с развитием Средиземноморского пояса (Тетиса). К этому следует добавить, что анализ эволюции Мексикано-Карибского региона первоначально проводился в глобальном масштабе, когда дета-

ли геологии региона не принимались во внимание [2, 25, 39, 40 и др.]. В то же самое время имеется ряд работ регионального и детального плана [43, 58 и др.], где не учитывалось движение крупных литосферных плит по периферии Мексикано-Карибского региона.

В нашей литературе геодинамике Мексикано-Карибского региона были посвящены работы П. Н. Кропоткина и К. А. Шахварстовой [5], В. Д. Чеховича [18], В. Е. Ханна [16, 17], Ю. М. Пушаровского [9] и др.

Трудности, возникающие при палеотектоническом анализе Мексикано-Карибского региона, связаны в основном со следующими моментами.

1. Проблема пространства при перемещении отдельных блоков. В одних вариантах реконструкций возникают зияющие пространства, в других же геометрия континентальных блоков не позволяет целиком разместить их в предназначенном для них месте. В связи с этим, например, Никарагуанский блок или помещается в зону западного Тихоокеанского побережья Мексики [50], или закрывает зияние восточной части впадины Мексиканского залива [32]. Остров Ямайка перемещается в широтном направлении с вращением на расстояние более 500 км до герцинид гор Майя в Белизе и Гондураса [41]. При глобальных реконструкциях получается перекрытие части Багамской платформы Африканской плитой [26], колумбийские и венесуэльские древние комплексы северо-западной окраины Южно-Американского континента накладывают на палеозойские (докембрийские?) образования Центральной Америки и Южной Сьерры-Мадре (Мексика) [40].

2. Вопрос южной границы Карибской плиты с Южно-Американской. Выделяемая в качестве такой границы система разломов Эль Пилар, Ока и Боконо с правосторонней компонентой смещения, по сейсмологическим данным [47], может и не являться таковой, ибо геологические материалы как будто свидетельствуют о незначительном суммарном горизонтальном перемещении вдоль этих разломов — не более 30 км, начиная с мела [52].

3. Проблема времени становления собственно Карибской плиты и изменения ее границ во времени и пространстве.

4. Сложность мгновенной кинематики литосферных плит, когда предполагается дробление Карибской плиты на отдельные блоки-микрорплиты, автономные в своем поведении [14, 36].

5. Проблема циркумкарибского расположения островных дуг в современной структуре, что заставляет предполагать одновременную субдукцию Карибской плиты под Южно-Американскую и Северо-Американскую плиты.

В результате многие исследователи заканчивали свои работы замечанием, что приведенные реконструкции — это один из возможных вариантов эволюции региона, при котором чаще возникает больше вопросов, чем ответов.

Авторы настоящей работы, хорошо зная трудности своих предшественников предлагают свой вариант реконструкции, рассматривая геологическую историю региона, исходя из следующих положений.

1. Эволюцию Мексикано-Карибского региона с мезозоя необходимо рассматривать как результат взаимодействия литосферных плит американских континентов.

2. Раскрытие Атлантики привело к распаду Пангеи-II и отделению Северной Америки от Гондваны и постепенному разделению морских бассейнов Карибии и западной части Тетиса.

3. Отдельные блоки континентальной коры Мексикано-Карибского региона, занимая межплитное (буферное) положение, испытывали горизонтальные перемещения, часто с вращением. При этом граница между литосферными плитами американских континентов менялась во времени и пространстве. В частности, Юкатанский и Никарагуанский блоки в начале распада Пангеи-II принадлежали Южно-Американской плите. Затем, в связи с раскрытием Протокарибских впадин, Никара-

гуанский блок стал частью вновь образовавшейся Карибской плиты, а Юкатанский блок примкнул к Северо-Американской плите.

4. В качестве опорных материалов для количественных расчетов амплитуды горизонтальных перемещений отдельных блоков использовались полосовые магнитные аномалии в Атлантическом океане, а также в Кайманском трого [48] и в Колумбийской впадине [28]. Восстановление палеотектонической обстановки по геологическим разрезам осуществлялось исходя из актуалистических представлений.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

При восстановлении положения литосферных плит в отдельные этапы геологического развития и установлении основных параметров их движения была использована методика палеотектонических реконструкций, разработанная в Институте океанологии АН СССР. Основные положения этой методики опубликованы в работах О. Г. Сорохтина, Л. П. Зоненшайна и др. [3, 12]. Параметры относительного перемещения плит американских континентов рассчитывались исходя из данных о перемещении Северной и Южной Америки относительно Африки. В качестве отправных были взяты параметры вращения плит на этапы 180, 148, 127, 110, 79, 36 млн. лет. Первый этап соответствует первоначальному совмещению континентов (Пангее-II), остальные соответствуют времени становления магнитных аномалий, идентифицированных по палеомагнитной шкале как M22, M11, M0, A34, A13 соответственно. Промежуточные интервалы рассчитывались методом интерполяции. Основные результаты расчетов параметров движения литосферных плит сведены в таблицы 1 и 2.

На рубеже 180 млн. лет начался раскол Пангеи. Южно-Американская и Африканская плиты представляли собой в то время одно целое и начали отодвигаться от Северной Америки. С этим было связано образование глубоководной впадины Мексиканского залива. Удаление американских континентов друг от друга продолжалось до 36 млн. лет, когда было достигнуто максимальное их расхождение. Перемещение не было равномерным, в частности между 127 и 110 млн. лет происходило возвратное движение Южно-Американской плиты. В это время началось разделение Южной Америки и Африки. В целом же расширение с достаточно весомой компонентой левостороннего перемещения было основным. Начиная с 36 млн. лет стало осуществляться обратное движение — схождение американских плит.

ТРИАС — РАННЯЯ ЮРА (195—180 МЛН. ЛЕТ НАЗАД)

Основные предпосылки авторов сводятся к следующему:

1. Американские континенты представляли собой единое целое.
2. На месте глубоководной впадины Мексиканского залива существовала континентальная кора (Льянория, по Ч. Шухерту), состоящая из Юкатанского и Никарагуанского блоков. В этом случае пояс палеозойских структур юга Юкатана, Никарагуа, Западных Багам и Флориды продолжался на Африканский континент в районе Мавритании.
3. Предполагаемое место отрыва Юкатанского блока — западный борт Теуантенекского грабена; Никарагуанского блока — континентальное продолжение эскарпа Хесса, на востоке — вдоль линии разломов, которые трассируются по островам Сан-Андреас и Провиденсия.
4. Восточная часть современного Никарагуанского поднятия сформировалась на коре океанского типа (как это предполагал ранее Ю. М. Пушаровский [9]).
5. Отложение свиты Сан-Каэтано (Куба) происходило южнее ее современного положения. Снос обломочного материала происходил с юга, со стороны Гвианского щита.
6. Северо-западная часть Южной Америки (древние блоки Сьерры-Невада — де-Санта-Марта, Сьерры-де-Периха, впадины Маракаибо и

Конечные перемещения Южно-Американской, Северо-Американской и Африканской плит

Время, магнитная аномалия (в скобках—млн. лет)	Северная Америка/Африка			Южная Америка/Африка			Южная Америка/Северная Америка		
	φ	λ	ω	φ	λ	ω	φ	λ	ω
A13 (36)	78,0	11,5	9,5	57,4	-37,5	13,4	19,06	-56,11	6,43
A34 (79)	72,9	-26,0	33,9	63,23	-35,79	33,8	-18,12	-71,86	6,08
MO (110)	66,5	-21,7	55,9	46,55	-28,82	52,42	-35,5	-72,7	19,40
M11 (127)	66,2	-15,76	60,6	44,1	-30,3	56,1	-32,1	-83,4	24,14
M22 (148)	65,6	-18,3	63,9	44,1	-30,3	56,1	-39,5	-87,6	24,16
Конечное совмещение (180)	66,2	-12,4	71,8	44,1	-30,3	56,1	-45,0	-102,2	30,85

Примечание. φ —широта, λ —долгота полюса вращения, ω —угол поворота («+» против часовой стрелки; «-» по часовой стрелке).

Таблица 2

Дифференциальные движения между Южно-Американской и Северо-Американской плитами

Интервал времени, магнитные аномалии (в скобках—млн. лет)	Относительно Северной Америки			Относительно Южной Америки		
	φ	λ	ω	φ	λ	ω
Конечное совмещение M22 (180—148)	53,85	18,38	8,43	73,94	42,58	-8,43
M22—M11 (148—127)	59,53	-60,44	3,49	46,14	-26,25	-3,49
M11—MO (127—110)	-10,32	-109,8	-5,95	-20,73	-117,8	5,95
MO—A34 (110—79)	-43,1	-71,4	13,72	-42,95	-74,9	-13,72
A34—A13 (79—36)	70,4	14,45	4,32	64,8	16,8	-4,32
A13—O (36—0)	19,96	-56,11	-6,43	19,06	-56,11	6,43

полуострова Гуахира и Парагуана) занимала иное положение, чем сейчас. Они, вероятно, были смещены по системе разломов северо-восточного простирания, совпадающими в плане с разломами системы Боконо, на юго-запад на расстояние порядка 500 км. При неизменном положении указанных блоков древние толщи северо-запада Южно-Американского континента накладываются на древние же комплексы Южной Сьерры-Мадре Мексики.

В течение позднего триаса и ранней юры Мексикано-Карибский регион представлял собой область наибольшей регрессии моря. Большая часть пространства была сушей и осадконакопление происходило в континентальных условиях в протяженных грабенах (рисунк, а). Осадочные породы представлены в основном красноцветами. Система триасовых грабенов Мексикано-Карибского региона представляет собой продолжение аналогичных структур восточной части Северо-Американского континента. Зона этих грабенов начинается в заливе Фанди на севере, продолжается в низовьях долины Гудзона в штатах Нью-Йорк и Нью-Джерси и далее протягивается вдоль восточного побережья США, огибая Флоридское поднятие с северо-запада. Затем они прослеживаются в северо-восточной части Юкатана. Красноцветы нижней терригенной формации Тодос Сантос известны на востоке Мексики, в

Гватемале и Гондурасе. Континентальные красноцветы триаса — ранней юры развиты также в Центральной Америке и Восточной Кордильере Колумбии [50]. В восточной части Флоридского эскарпа предполагается наличие асимметричного грабена на коре континентального типа [54].

Вдоль северного побережья Южной Америки в раннеюрскую эпоху шло образование дельтовых отложений серии Сан-Каэтано и ее метаморфизованных аналогов, выходы которых известны на Больших Антилах, в Береговых цепях Венесуэлы и на Нидерландских Антилах. Снос обломочного материала происходил с юга, со стороны Гвианского щита. Это соответствует данным Г. Хачевского [37], который на основании изучения косой слоистости в породах серии Сан-Каэтано пришел к выводу о сносе обломочного материала этой толщи с юга. В северо-восточном направлении дельтовые отложения с серии Сан-Каэтано замещаются карбонатными породами: По сейсмическим данным, в северной части Флоридского пролива карбонатно-эвапоритовые толщи среднеюрского возраста несогласно перекрывают вулканокластические породы триаса — нижней юры (?) [54]. У берегов северо-западной Африки, на Мазаганском плато у берегов Западной Сахары, по данным глубоководного бурения (рейс 79, скв. 545, 547), известны морские осадочные породы (известняки, доломиты) и эвапориты нижнеюрского возраста, указывающие на развитие морского эпиконтинентального бассейна [35].

Вдоль Тихоокеанского побережья Мексики и, вероятно, вдоль западного склона Центральной Кордильеры Колумбии существовала активная континентальная окраина, документируемая в современной структуре полосой распространения известково-щелочных вулканогенных и плутонических пород. Поддвиг осуществлялся со стороны Тихого океана (плита Фораллон).

Геологическая ситуация не противоречит отрыву Юкатано-Никарагуанского блока вдоль зоны разломов западной части Теуантепекского перешейка, поскольку наличие разломов вдоль западного и восточного бортов одноименного грабена (рифта?) доказывается данными геофизики [44], хорошо читается в рельефе акватории Мексиканского залива по эскарпам бухты Кампече, в Тихом океане — по ограничению Теуантепекского подводного хребта. Данные глубоководного бурения и анализ структуры северного склона Центральноамериканского желоба показывают, что Теуантепекский разлом отделяет разновозрастные и разнопостроенные участки желоба [21], что говорит об относительной древности этих разломов. Развитие юрских морских карбонатно-терригенных комплексов в районе Теуантепекского перешейка и в северной части массива Южной Сьерра-Мадре свидетельствует о существовании морского бассейна. Это мог быть бассейн эпиконтинентального типа, либо внутреннее море с корой океанского или переходного типа в центральной части. На приведенных реконструкциях видно (рис. 1, а), что Юкатано-Никарагуанский блок не полностью закрывает юго-восточную часть впадины Мексиканского залива (бухта Кампече).

Восточное ограничение Никарагуанского поднятия по меридиану 81° з. д. осуществляется вдоль линии разломов, проходящих по вулканическим островам Сан-Андреас и Провиденсия. Эта зона хорошо читается в рельефе дна, она была активна в олигоцене, когда вдоль нее происходило излияние лав базальтового состава. Рассматриваемую зону разломов можно считать и более древней, разделяющей участки Никарагуанского поднятия с различным строением земной коры.

ПОЗДНЯЯ ЮРА, 148 МЛН. ЛЕТ НАЗАД

Основным событием этой эпохи является продолжающееся открытие Северной Атлантики, выразившееся в перемещении Северной Америки относительно Африки и Южной Америки (распад Пангеи-II). Южно-Американский континент и Африка представляли собой пока

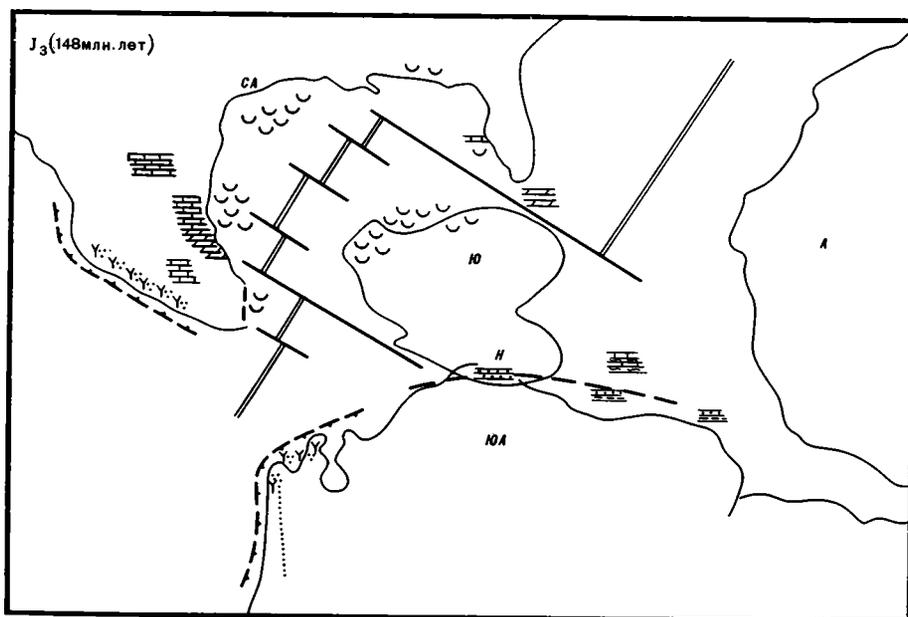
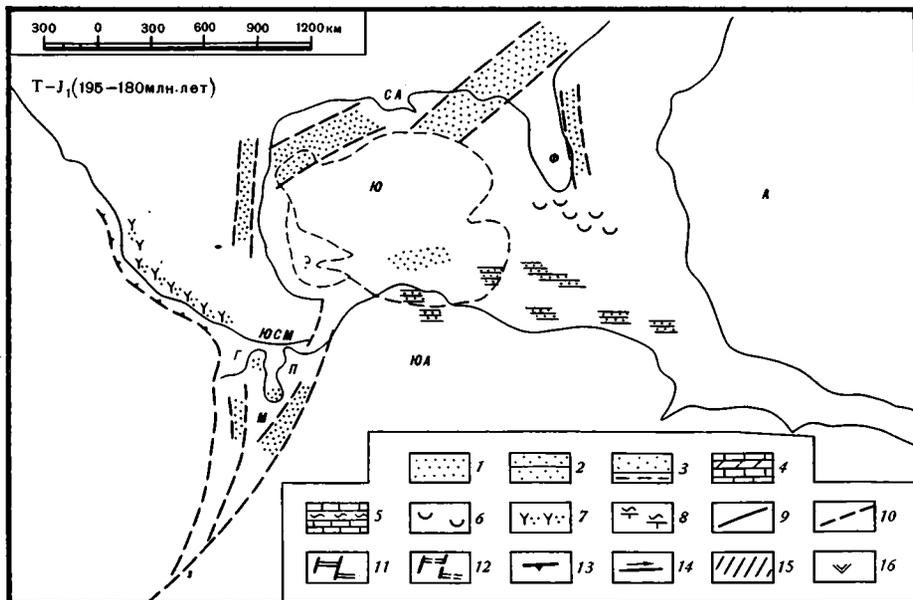


Рис. 1 (а, б)

Палеотектонические схемы Мексикано-Карибского региона на палинспастической основе с элементами литологии

а — 195—180 млн. лет назад (Т—I₁); б — 148 млн. лет назад (I₃); в — 127 млн. лет назад (K_{1v}); г — 110 млн. лет назад (K_{1a1}); д — 90 млн. лет назад (K_{2t}); е — 80 млн. лет назад (K_{2cp}); ж — 55 млн. лет назад (Pg₁); з — 36 млн. лет назад (Pg₂³); и — 8,3 млн. лет назад (N₁³); κ — современные границы Карибской плиты. 1 — красноцветная континентальная формация; 2 — морская терригенная мелководная формация (авандельта); 3 — терригенная глубоководная формация; 4 — карбонатная формация; 5 — терригенно-карбонатная формация; 6 — эвалориты; 7 — известково-щелочная вулканогенная формация; 8 — складчато-надвиговые структуры; 9 — разломы; 10 — то же, предполагаемые; 11 — зоны спрединга; 12 — то же, предполагаемые; 13 — зоны субдукции; 14 — сдвиги; 15 — области образования метаморфических пород юры и нижнего мела; 16 — остаточные островные дуги. Буквами обозначены плиты и отдельные блоки, названия которых упоминаются в тексте: СА — Северная Америка; ЮА — Южная Америка; А — Африка; Ю — Юкатанский; Н — Никарагуанский; ЮСМ — Южная Сьерра-Мадре; Г — Гуахира; П — Парагуана; М — Маракаибо; НА—БА — Нидерландские и Большие Антилы; МА — Малые Антилы; К — Кубинский; Ав — Авес; Б — Беата; Я — Ямайка; ПР — Пуэрто-Рико; Гт — Гаити. Цифрами показаны скорости перемещения современной Карибской плиты относительно Южной и Северной Америки в см/год

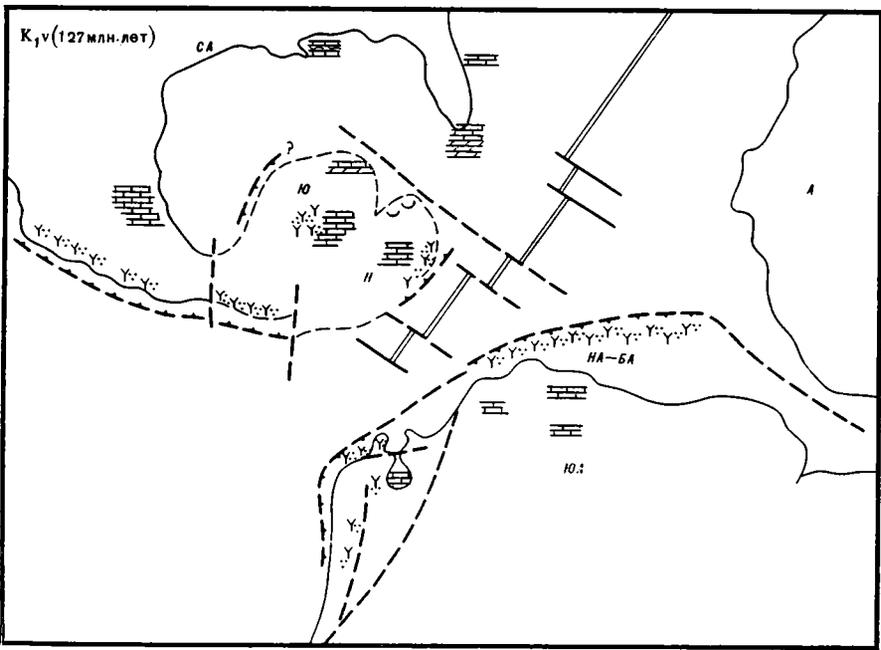


Рис. 1(б)

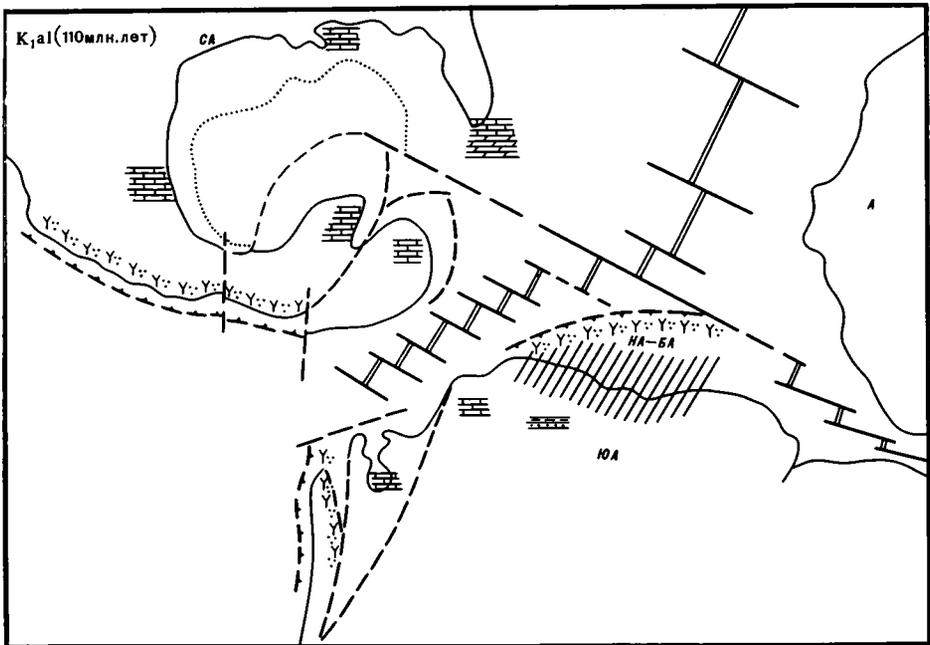


Рис. 1(в)

еще единое целое. В результате упомянутого перемещения в Мексикано-Карибском регионе произошло раскрытие Мексиканского залива, Юкатано-Никарагуанский блок вместе с Южно-Американским континентом переместился на восток-юго-восток. От Флориды этот блок был отделен трансформным разломом, положение которого отвечает современной осевой зоне Старого Багамского канала. Вероятно, в месте соединения этого блока с Южной Америкой также существовал разлом, протягивавшийся на многие сотни километров вдоль северного побережья континента и уходивший в область сочленения Африки и Южной Америки.

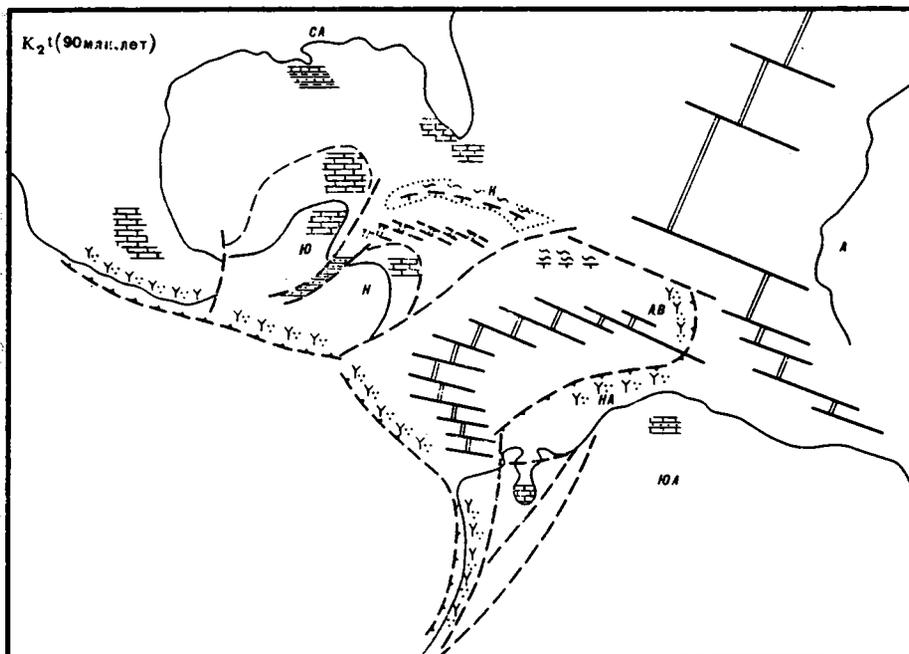


Рис. 1(д)

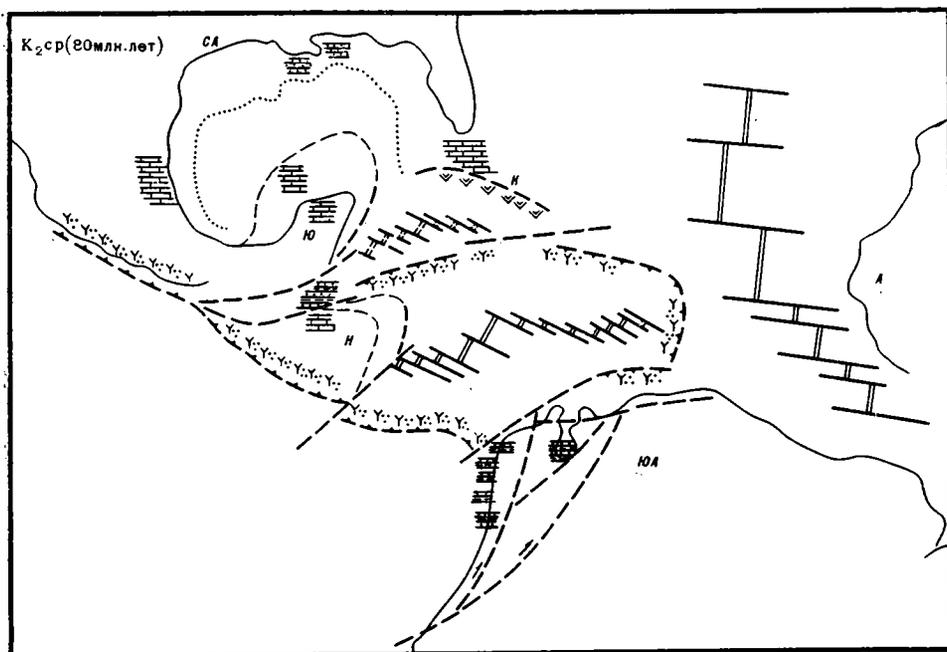


Рис. 1(е)

На месте впадины Сигсби образовалась зона спрединга субмеридионального простирания, где формировалась океанская кора. Она входила в систему раскрывающегося Атлантического океана, соединяясь с ним трансформным разломом. Через зону Теуантепекского рифта она была связана с западной частью Тихого океана. В магнитном поле эта зона спрединга не находит подтверждения, что можно объяснить либо мощной толщей перекрывающих осадков, либо тем, что образование океанской коры происходило в эпоху спокойного магнитного поля, т. е. в начале поздней юры. В это время возник сплошной близэкваториальный морской путь из Тихого океана в Северную Атлантику и далее в

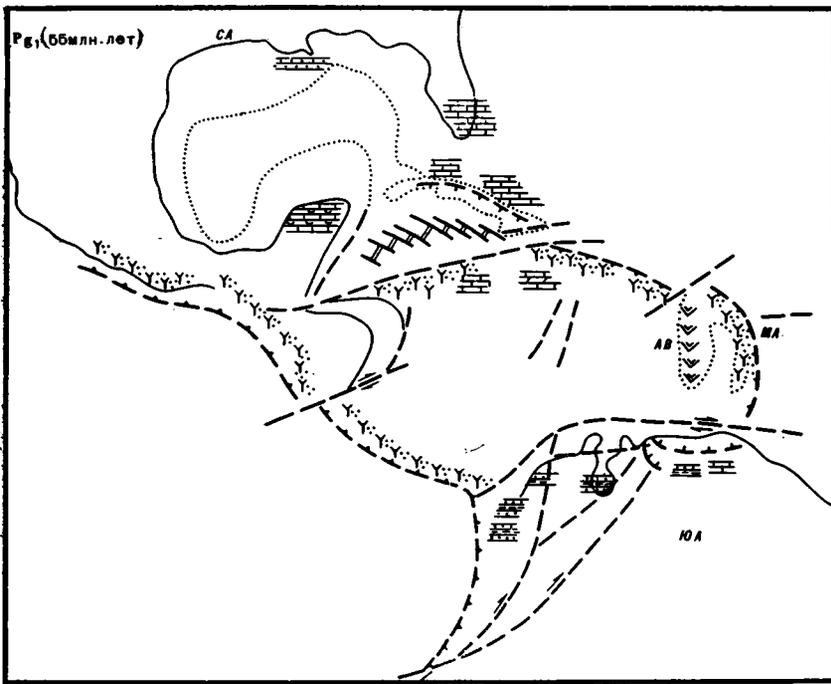


Рис. 1 (ж)

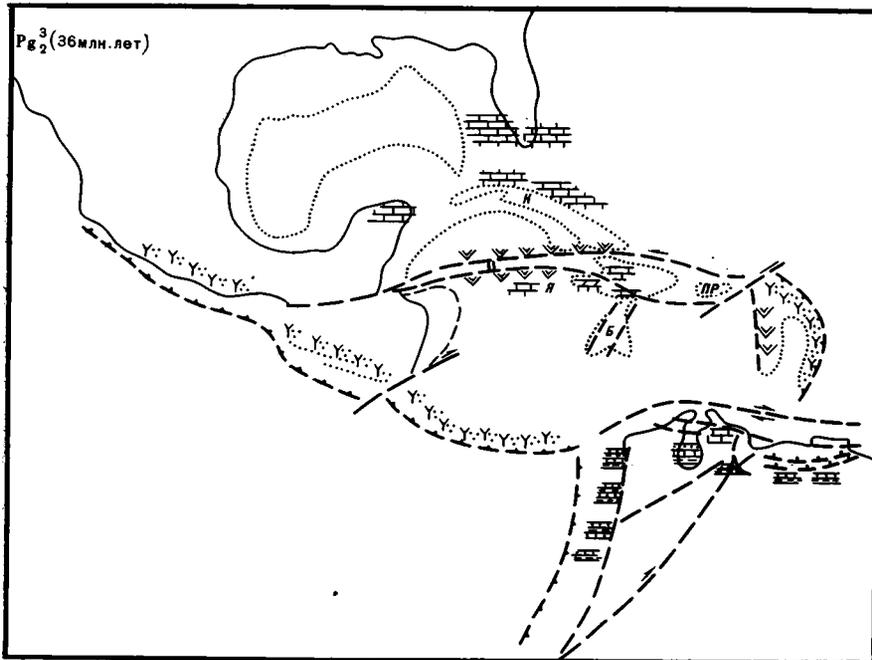


Рис. 1 (з)

океан Тетис. Юрско-раннемеловое развитие Мексикано-Карибского региона было практически таким же, как и в Западном Тетисе.

В бортовой части Мексиканской впадины — во Флориде и на западе Юкатана шло накопление мощных толщ эвапоритов. В северной части Южно-Американского континента терригенные породы серии Сан-Каэтано были перекрыты карбонатными, терригенно-карбонатными, местами соленосными морскими отложениями. В юго-западной час-

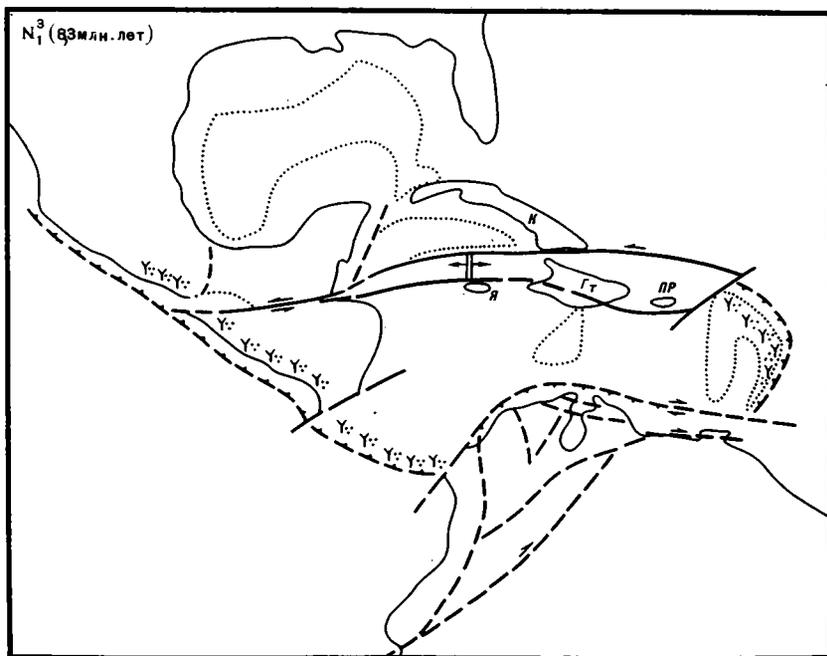


Рис. 1(и)

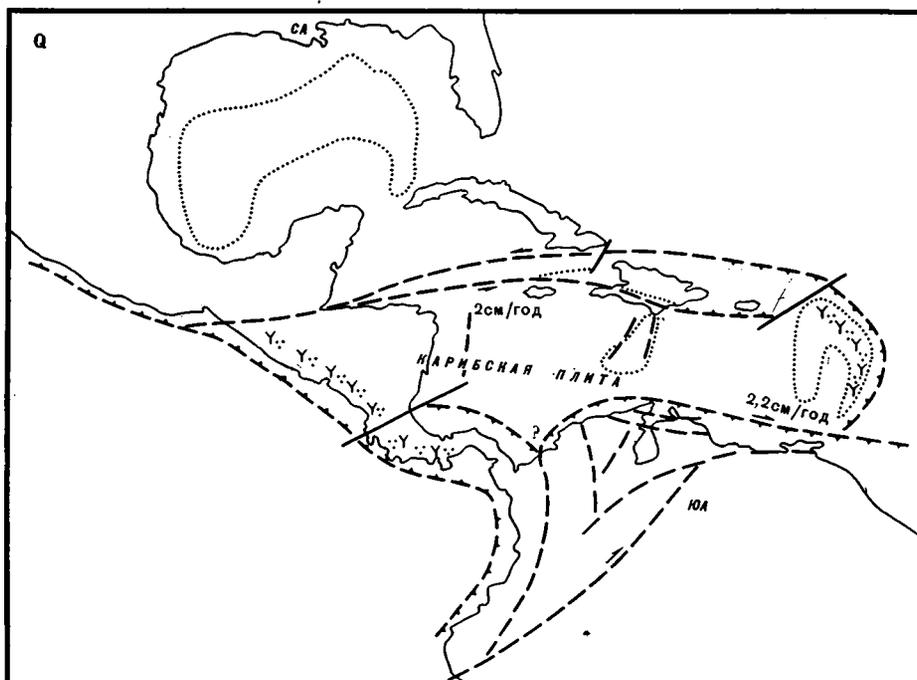


Рис. 1(к)

ти Мексики и на северо-западе Колумбии продолжала развиваться активная континентальная окраина, единая на более раннем этапе и разобщенная на месте современной Центральной Америки (рисунок, б).

РАННИЙ МЕЛ — 127 МЛН. ЛЕТ НАЗАД

Раннемеловая эпоха знаменует этап наибольшей активности Мексикано-Карибского региона. Это эпоха активного вулканизма и наиболее значительной структурной перестройки. В валанжинское время

продолжалось отодвигание Северной Америки от Африки и Южной Америки с образованием пассивных континентальных окраин вдоль обоих берегов Северной Атлантики. Африка и Южная Америка все еще составляли единый материк. Существенная перестройка произошла в самом регионе. Возникла новая Венесуэльско-Колумбийская ось активного спрединга, находящаяся на прямом продолжении к юго-западу рифтовой зоны Северной Атлантики. Одновременно отмерла зона спрединга в Мексиканском заливе. В это время Юкатано-Никарагуанский блок отделился от Южной Америки и переместился на северо-запад на расстояние свыше 600 км с одновременным вращением против часовой стрелки. В результате перемещения этот блок надвинулся на новообразованную кору Мексиканской впадины. Возможно, вулканические породы (андезиты?), вскрытые скважинами на северо-западном побережье полуострова Юкатан [44] можно связывать с формированием в результате этого надвига активной окраины.

В любом случае к раннему мелу Мексиканский залив приобрел размеры, близкие к современным, и дальнейшая его эволюция заключалась в спокойном погружении за счет остывания коры и в заполнении впадины осадками.

К северу от Южной Америки начала формироваться островная дуга на океанской коре, о чем свидетельствуют мощные толщи нижнемеловых морских островодужных толеитов, перекрываемых андезито-базальтовыми сериями [51] на Нидерландских Антилах, Кубе, Гаити, Пуэрто-Рико. Зона Беньофа, с которой была связана эта дуга, падала к югу. Подчеркнем, что предлагаемой реконструкции вулканические серии Нидерландских Антил и Больших Антил формировались в единой структурной зоне. Их современная разобщенность является результатом более поздних перемещений, связанных с образованием Карибского бассейна.

Если рассматривать развитие и образование вулканитов Нидерландских Антил отдельно от Больших Антил, а такие варианты нами оценивались, то построения значительно усложняются. В этом случае на небольшой площади надо предположить наличие нескольких осей разнонаправленного спрединга, что плохо увязывается с общим раздвижением Северной Америки и единого Африканско-Южно-Американского континента.

Остается не совсем ясным характер сочленения Юкатанского и Никарагуанского блоков. Если на данном этапе развития это был единый микроконтинент, то следует априори считать возраст офиолитов на границе блоков в зоне разломов Полочник — Матагуа более древним (по меньшей мере дотриасовым), или более молодым, последнее более вероятно [58]). Если эти блоки расходились во время их движения, то тогда офиолиты можно связывать с образованием зияний между ними с корой океанского типа.

Вулканогенные формации Тихоокеанского побережья юго-восточной Мексики указывают на продолжающееся развитие активной континентальной окраины (рисунк, в). Нижняя временная граница формирования офиолитовой серии Никойя (комплекс Бразилито) указывает, что место современной Центральной Америки занимали структуры с корой океанского типа [53].

НИЖНИЙ МЕЛ, АЛЬБ (110 МЛН. ЛЕТ НАЗАД)

По сравнению с предыдущим этапом к концу альба отмечается изменение направления движения Северо-Американской плиты относительно Южной Америки. Эти плиты сближаются на расстояние порядка 200 км. Это связано с начавшимся раздвижением Африканского и Южно-Американского континентов и раскрытием Южной Атлантики. Некоторое сокращение океанского пространства между американскими континентами привело к отмиранию Венесуэльско-Колумбийской оси спрединга. На большей части палеозойских континентальных блоков

(Юкатан, Никарагуа, Флорида и северо-западные Багамы) существовали мелководные бассейны и отлагались толщи карбонатных осадков. Сближение континентов привело к еще более интенсивному развитию широтной островной дуги над зоной Беньофа севернее Южной Америки, что документировано отложением мощной толщи вулканогенных пород апт-альбского возраста на Больших Антилах и Нидерландских Антилах. Вероятно, обстановка сжатия способствовала на определенных уровнях метаморфическим преобразованиям пород, отражением которых являются метаморфизованные породы поздней юры и раннего мела на Больших Антилах и в Береговых цепях Венесуэлы (рисунок, г). В южной части Центральной Америки начала формироваться островная дуга (андезиты, андезито-базальты провинции Дарьен).

ВЕРХНИЙ МЕЛ, ТУРОН (90 МЛН. ЛЕТ НАЗАД)

От альба до турона, т. е. за 20 млн. лет, относительное перемещение континентов Северной и Южной Америки составило порядка 750 км. За этот период в Мексикано-Карибском регионе произошли крупные перестройки. Произошел раскол ранее единой островной дуги — ее северная часть, соответствующая современным Большим Антилам, сместилась к север-северо-западу и была обдуцирована на южную часть Флоридско-Багамской плиты. Возможно, свидетельством этого является отсутствие на Кубе в зонах Пласетас и Саса образований турон-коньякского возраста [11]. Южная часть расколотой дуги переместилась к югу и была надвинута на северную часть Южной Америки. Подобная интерпретация предполагает аллохтонное залегание всего вулканогенного комплекса Кубы [19]. Эта трактовка позволяет расширить диапазон перспективных площадей для поисков нефти на Кубе [4]. Вероятно, аллохтонное залегание характерно и для осадочных и метаморфических комплексов Западной и Центральной Кубы, перемещенных с северной окраины Южной Америки.

В результате раскола дуги и раздвижения ее частей открылся собственно Карибский бассейн, занимавший области современных Венесуэльской и Колумбийской впадин. Данные глубоководного бурения (скв. 151, 152, 150, 149) указывают на доконьякский возраст их образования.

К этому времени относится также начало образования Юкатанской впадины. Ее продолжение намечается между Юкатанским и Никарагуанским блоками, где наблюдается узкая зона распространения пелагических осадков сеномана и турона [61] и где в зоне разломов Полочик и Матагуа известны офиолиты. В литературе появились указания на наличие линейных магнитных аномалий северо-восточного простирания в глубоководной части Юкатанской впадины. Возраст этих аномалий определяется в интервале 90—70 млн. лет [58]. На восточной окраине Карибского региона активно формировалась островная дуга Авес, где драгированием установлены позднемеловые андезиты [31]. На западе, в районе современной южной части Центральной Америки, также продолжала развиваться островная дуга.

Подобная интерпретация, принимающая автономность движений внутри Мексикано-Карибского региона, отличных по своей направленности от относительного движения американских континентов, позволяет говорить о существовании самостоятельной Карибской плиты. Естественно, однако, что ее границы не отвечали современным (рисунок, д).

ВЕРХНИЙ МЕЛ, КАМПАН (80 МЛН. ЛЕТ НАЗАД)

Основным событием на этом этапе в Мексикано-Карибском регионе явилось образование островной дуги в районе подводного хребта Кайман и продолжающего его к востоку хребта Сьерра-Маэстра на Кубе. Породы островодужного комплекса были обнаружены при драгировании бортов трога Кайман [1], а на Кубе в горах Сьерра-Маэстра они

были известны ранее [33]. Возникновение зоны субдукции и коррелятивно связанной с ней островной дуги могло быть результатом расширения Юкатанской впадины. Последняя, видимо, на северо-востоке продолжалась в Каутско-Нипский прогиб и на юго-запад в область между Никарагуанским и Юкатанским блоками, где фиксируются флишевые образования кампан-маастрихского возраста [61]. Образование этой дуги отмечало новую северную границу Карибской плиты (рисунок, *e*).

ПАЛЕОЦЕН (55 МЛН. ЛЕТ НАЗАД)

К этому времени пространство между американскими континентами продолжало увеличиваться. Ранее единый Карибский бассейн был разделен системой трансформного разлома Беата на Колумбийскую и Венесуэльскую впадины. Морфологически эти разломы были выражены подводным хребтом, отдельные вершины которого поднимались над уровнем моря. В северной части Венесуэльской котловины, видимо, еще с позднего мела началось образование желоба Муэртос и процесса субдукции, сопровождаемого формированием аккреционной призмы, изученной в настоящее время геофизическими методами в акватории и описанной на суше на южных склонах Центральной Кордильеры о. Гаити [23]. Новообразованная океанская кора Венесуэльского бассейна на юге пододвигалась под Нидерландские Антилы, и здесь также образовывалась аккреционная призма, выраженная в современной структуре подводным хребтом Кюрасао [23]. По данным магнитометрии [28], в Колумбийской котловине зафиксированы полосовые магнитные аномалии, указывающие на существование зоны активного спрединга с позднего мела (аномалия 27). Юкатанская впадина также продолжала расширяться. Компенсацией этого расширения явилось широкое развитие надвиговых структур на Кубе.

Дуга Авес потеряла свою активность в связи с перемещением зоны поддвига на восток, где начала развиваться дуга Малых Антил. Между активной и пассивной дугами образовалась Гренадская котловина, вероятно, вдоль самостоятельной оси спрединга. Формирование Барбадосской впадины и впадины Тобаго, так же как и разделяющих их поднятий, можно связывать с образованием аккреционной призмы перед фронтом надвига дуги Малых Антил, что доказывается результатами глубоководного бурения (скв. 543) и геофизических работ [23, 59]. Островная дуга Малых Антил была отделена от Южно-Американского континента зоной широтных разломов, параллельных его северному ограничению. В эту систему разломов несомненно входят и береговые разломы сдвиговой системы Эль Пилар, Сан-Себастьян, Ока. Однако главную роль играл, видимо, трансформный разлом на продолжении зоны поддвига коры Венесуэльской впадины под Нидерландские Антилы. Вероятно, именно эта система определила южную границу Карибской плиты (рисунок, *ж*).

На месте Центральной Америки продолжала развиваться островная дуга. В это же время было в основном завершено наибольшее по своим масштабам (порядка 500 км) правостороннее движение по системе разломов Ромераль — Боконо. Соотношения древних массивов северо-западной Колумбии с Береговыми хребтами Венесуэлы стало близким к современному. Частично подобное смещение можно объяснить тенденцией сближения американских континентов на ранних этапах (127—110 млн. лет). Существенное перемещение по сдвигу Ромераль от залива Гуакиль допускается также при новой трактовке геодинамического развития тихоокеанского побережья Эквадора [30]. Судя по нашим реконструкциям, разлом (сдвиг) Боконо на севере смещался в область океанской коры Карибского бассейна того времени. Следует отметить, что именно к этому участку, где сейчас происходит смыкание современных структур Береговых хребтов и Венесуэльских Анд, приурочен своеобразный поперечный прогиб Баркисимето с широким развитием олистостромовых комплексов и «диссоциированных» офиолитов Сикесике [57].

ПОЗДНИЙ ЭОЦЕН (36 МЛН. ЛЕТ НАЗАД)

К этому моменту раздвиг между американскими континентами достиг максимума и последующие этапы геологической истории отмечены относительным их сближением. С этого времени можно говорить о границах Карибской плиты, близких к современному. Северная граница проходила вдоль современной оси трога Кайман, который возник как структура растяжения в результате раскола некогда единой дуги Кайман — Сьерра-Маэстра. Далее на запад она шла по системе разломов Полочик — Матагуа и уходила в Тихий океан. Следствием раскола дуги явилось приращение зоны Кауто с хребтом Сьерра-Маэстра к Кубе, т. е. присоединение этих структур к Северо-Американской плите. Южная часть дуги, т. е. Никарагуанское поднятие, его северная часть и Ямайка стали северными пограничными районами Карибской плиты. Южная граница последней проходила по системе разломов в южной части Колумбийской и Венесуэльской впадин, субпараллельных системе разломов Эль Пилар, Ока (рисунок, з).

Вдоль системы сдвигов, параллельных северному ограничению Южной Америки, формировались такие морские впадины, как Кариак, Бонайре и ряд других [10, 52]. Однако положение южной границы Карибской плиты не может считаться общепризнанным для этого этапа. Возможно, это связано с причинами, которые будут рассмотрены при разборе современной кинематики Мексикано-Карибского региона.

ПОЗДНИЙ МИОЦЕН (8,3 МЛН. ЛЕТ НАЗАД)

Выделяемый рубеж отвечает заключительной стадии развития региона. Он характеризуется высокой тектонической активностью по его периферии (вулканизм островных дуг Малых Антиль и Центральной Америки, сейсмичность), большой амплитудой вертикальных движений, определивших современный структурный план региона. Одной из самых интересных его особенностей является существование трога Кайман. По магнитным данным в осевой его части выделены полосовые магнитные аномалии, ориентированные вкрест простирания трога. Четко выделяемые аномалии 4 и 4' указывают на зону спрединга в его осевой части, где она хорошо выражена в подводном рельефе, напоминающая звенья рифтовой долины срединно-океанического хребта. Набор пород, поднятых драгированием в осевой части зоны спрединга, также указывает на его сходство с вулканитами срединно-океанического хребта [48]. За 8,3 млн. лет раздвиг составил ~200 км. Граничные разломы трога играли роль трансформных с хорошо выраженной левосторонней компонентой смещения. По этой системе разломов Карибская плита была сдвинута на восток на расстояние ~200 км. Общее смещение Карибской плиты вызвало искривление Центральноамериканского желоба и коробление коры перед фронтом Малой Антильской дуги (рисунок, и). Таким образом, глубокоководный трог Кайман по структурной позиции и геодинамическим условиям формирования не является желобом в общепринятой трактовке подобных структур.

СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА МЕКСИКАНО-КАРИБСКОГО РЕГИОНА

На современном этапе границы Карибской плиты с востока и запада четко обозначены зоной развития островных дуг Малых Антиль и Центральной Америки и сопряженных с ними глубокоководных желобов. Вдоль этих границ зафиксированы зоны Беньофа, падающие под Карибскую плиту, а также развитые на всем протяжении или на отдельных участках характерные структуры аккреционных призм [21, 23], свойственные зонам поддвигов океанской коры.

Значительно сложнее обстоит дело с северной и южной границами Карибской плиты. Эта сложность обусловлена прежде всего существованием вдоль южной и северной границ Северо-Американской и Южно-

Американской плит с собственно Карибской плитой системы малых плит и микроплит, выявляемых в последние годы современными методами исследований. Рассмотрим этот вопрос подробно.

Северная граница Карибской плиты в своей восточной части четко выделяется по зоне трансформных разломов трога Кайман; к юго-западу в Центральной Америке она следует вдоль зон разломов Полочик, Матагуа, которые постепенно сближаются к западу. К востоку от Ямайки, напротив, происходит удаление друг от друга продолжений трансформных разломов трога Кайман. Северная ветвь через Наветренный пролив как будто соединяется с трансформным разломом западного продолжения глубоководного желоба Пуэрто-Рико и, таким образом, четко определяет южную границу Северо-Американской плиты. Южная же ветвь северо-восточнее Ямайки, видимо, продолжается к востоку и через грабен Эрикильо соединяется с системой глубоководного желоба Муэртос, вдоль которого, начиная со среднего — позднего эоцена, происходило надвигание островного блока (Гаити — Пуэрто-Рико) на кору Венесуэльской впадины с формированием аккреционной призмы [22]. К юго-востоку от Пуэрто-Рико структура желоба Муэртос прерывается Анегадской системой сдвигов (трансформных разломов?). Эта обстановка заставляет думать, что между Северо-Американской и Карибской плитами располагается островная микроплита северного Гаити — Пуэрто-Рико, ограниченная глубоководными желобами и трансформными разломами. Сближение американских континентов, существующее с позднего эоцена, несмотря на общее проскальзывание расположенной между ними Карибской плиты, вызвало надвигание к югу микроплиты Северного Гаити — Пуэрто-Рико, о чем было сказано выше.

Еще более сложно построенной является область сочленения Карибской и Южно-Американской плит. Первоначально граница устанавливалась по достаточно определенным сейсмологическим данным по зоне разломов Эль Пилар [46] и далее к юго-западу по разломам системы Боконо. Западное продолжение этой границы между Южной Америкой и дугой Малых Антил остается неясным. Кроме этого, следует отметить, что севернее этой границы существует целый ряд блоков, ограниченных разломами и характеризующихся резко индивидуальным типом развития (Гуахира — Парагуана, Санта-Марта, Маракаибо и др.).

В последние годы появились весьма определенные данные о подвигании коры Венесуэльской и, видимо, Колумбийской впадин под Южно-Американский континент (или наоборот) вдоль подводного поднятия Кюрасао. Граница, соответствующая этому подвигу, хорошо выражена вдоль северного побережья Южной Америки, сопровождаясь мощной (до 14 км) аккреционной призмой [23]. По данным сейсмических работ, этот мощный осадочный клин как будто выклинивается на широте о. Маргарита. Возможно, на его продолжении к востоку располагается трансформный разлом, отделяющий дугу Малых Антил от Южной Америки. Если принимать границу этого подвига за южную границу Карибской плиты, то ее следует продолжать к устью р. Аtrato и далее к югу, где она может соединиться с разломом (сдвигом) Ромераль. Напомним, что области к западу от этого разлома, по данным геофизики [26], характеризуются значительно менее мощной корой, сопоставляемой с океанской. Сопоставляя приведенные соображения, можно увидеть, что как будто существуют две границы, которые могли бы быть приняты в качестве южного ограничения Карибской плиты. Между этими границами заключен целый ряд блоков, разделенных разломами, очень часто со сдвиговыми компонентами перемещения (Ока, Гиса, Санта-Марта, Севилья и др.). Подобные блоки (Гуахира — Парагуана, Санта-Марта, Маракаибо и др.) характеризуются резко индивидуальным типом развития, а палеомагнитные данные в ряде случаев свидетельствуют об их автономном вращении. Так, например, по мнению А. Стирнса и его соавторов [56], палеомагнитные данные ука-

Мгновенные движения Карибской плиты относительно Северной и Южной Америки

	φ	λ	ω	Источник
Карибская—Северо-Американская	50,0	116,0	2,0	[36]
	-58,8	-58,0	-1,3	[14]
Карибская—Южно-Американская	68,0	-29,0	1,6	[36]
	-51,7	-53,7	1,5	[14]

Примечание. φ —широта, λ —долгота полюса вращения, ω —угол поворота (\leftarrow) против часовой стрелки; \rightarrow по часовой стрелке).

зывают на вращение блока Бонайре на 90° по часовой стрелке с позднего мела. Есть сведения о подобном же вращении всего блока Береговых хребтов [55]. Проведенный нами анализ эволюции региона также указывает на автономное движение по разломам системы Боконо по крайней мере с триаса. В настоящее время за недостатком данных пока нельзя еще проследить характер движения подобных блоков на протяжении геологической истории, хотя понятно, что их «игра» могла влиять на положение границы между плитами в различные эпохи. Современная мозаика блоков, заключенных между указанными границами первого порядка, образует своеобразную «буферную» зону по границе между Карибской и Южно-Американской плитами (рисунк, κ).

Рассмотрение современного характера северной и южной границ Карибской плиты свидетельствует о существовании определенной составляющей встречного движения американских континентов, что не совпадает с расчетами Дж. Минстера и А. Джордана [45], сделанными на основе анализа глобального геометрического расположения плит, и указывающими на преимущественно широтные перемещения Карибской и Южно-Американской плит. На это обстоятельство обращали внимание Б. Бижу-Дюваль и др. [23], считающие, что некоторое сближение континентов приводит к сокращению размеров Карибской плиты.

Параметры современного движения Карибской плиты относительно Северной и Южной Америки приведены в табл. 3. Из них следует, что Карибская плита в целом перемещается относительно Северной Америки на восток со скоростью 2,0 см/год и относительно Южной Америки также на восток со скоростью 2,2 см/год. Это обуславливает субдукцию коры Атлантического океана под Малую Антильскую дугу со скоростью 2,0 см/год.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Анализируя основные этапы геологической истории региона, мы постарались объективно оценить все трудности, стоящие перед его исследователями, и предложили свой вариант реконструкций на палинспастической основе. При этом мы отдавали себе отчет в том, что наши предпосылки на каждый этап развития требуют дополнительных доказательств. Например, проблема «пространства» на ранних этапах развития решена нами путем перемещения Юкатанского и Никарагуанского блоков на место глубоководной впадины Мексиканского залива, уменьшения общих размеров Никарагуанского континентального блока и перемещения древних блоков северо-западной части Южной Америки по левому (в ретроспективном плане) сдвигу на расстояние ~ 500 км. Однако В. Гоус с соавторами [34] недавно опубликовали результаты палеомагнитных измерений по западным и центральным районам Мексики, которые позволяют предположить вращение в раннем мезозое мексиканских палеозойских и докембрийских блоков против часовой стрелки на 130° . В случае такого поворота глубоководную впадину Мексиканского залива закроют континентальные блоки Южной Сьерры-Мадре. Освободившееся пространство достаточно для разме-

щения древних блоков северо-западной части Южной Америки, без вынужденного их перемещения по левому сдвигу на сотни километров. Палеомагнитные данные, как мы упоминали выше, указывают на вращение отдельных блоков северной части Южной Америки на угол порядка 90° по часовой стрелке. Уменьшение размеров Никарагуанского блока по системе субмеридиональных разломов также предположительно. Подобный разлом, отсекающий структуры Ямайки от Никарагуанского плато, может проходить восточнее. Тогда это увеличит размеры континентального блока, что в свою очередь создаст трудности в его размещении.

По данным магнитометрии, полосовые аномалии в пределах региона фиксируются в Колумбийской впадине (аномалия 27) и, вероятно, в Юкатанской впадине, а также в Кайманском трого (аномалия 4). На остальной части акватории наблюдается спокойное магнитное поле, что можно объяснить большой мощностью осадочного чехла (впадины Гренада и Сигсби) или разным возрастом глубоководных котловин и образованием некоторых из них (Венесуэльская котловина?) в эпоху спокойного магнитного поля. Зафиксированные магнитные аномалии указывают на наличие центров рассеянного спрединга. Подобные центры зафиксированы также в море Скоша [38] и, вероятно, являются типичными для межконтинентальных и межокеанических морей.

Из проведенного анализа в настоящее время ясно, что эволюцию Мексикано-Карибского региона необходимо рассматривать в тесной взаимосвязи с эволюцией американских континентов, так как отдельные блоки региона, начиная со среднего мезозоя, испытывали перемещения, в целом подчиненные движению американских плит.

Таким образом, если принятые нами допущения верны, можно выделить следующие основные этапы эволюции Мексикано-Карибского региона.

1. В раннем мезозое американские континенты представляли собой единое целое. На месте глубоководной впадины Мексиканского залива существовала континентальная кора, состоящая из Юкатанского и Никарагуанского блоков. Осадочные породы триаса представлены красноцветами, выполняющими систему грабен. Вдоль северного побережья Южной Америки в раннеюрскую эпоху шло образование дельтовых (авандельта) отложений серии Сан-Каэтано и ее метаморфических аналогов. Снос обломочного материала происходил со стороны Гвианского щита.

2. В позднеюрскую эпоху (148 млн. лет назад) произошло раскрытие Мексиканского залива, которое связано с начавшимся перемещением Северной Америки относительно Африки и Южной Америки и раскрытием Северной Атлантики. В это время возник сплошной близэкваториальный морской пояс от Тихого океана через Северную Атлантику и далее океан Тетис. В бортовой части Мексиканской впадины шло накопление мощных толщ эвапоритов. В юго-западной части Мексики и на северо-западе Колумбии продолжала развиваться активная континентальная окраина.

3. Раннемеловая эпоха (127 млн. лет назад) является этапом наибольшей активности Мексикано-Карибского региона. В это время произошел перескок активной оси спрединга из Мексиканского залива в область Протовенесуэльско-Колумбийской впадины. Новая ось спрединга являлась продолжением рифтовой зоны Северной Атлантики. Мексиканская впадина приобрела размеры и конфигурацию, близкие к современным. К северу от Южной Америки начала формироваться островная дуга, объединяющая современные Большие Антилы, Ямайку и Нидерландские Антилы. Место современной Центральной Америки занимали структуры с корой океанского типа.

4. В альбское время (110 млн. лет назад) отмечается изменение направления движения американских плит. Происходит их сближение на расстояние ~ 200 км. Благодаря этому произошло отмирание Венесуэльско-Колумбийской оси спрединга. Обстановка сжатия способствова-

ла развитию активной островной дуги в северной части Южной Америки. В южной части Центральной Америки (провинция Дарьен) начала формироваться островная дуга. Обстановка сжатия способствовала также метаморфизму позднеюрских и нижнемеловых пород Больших Антильских и Береговых цепей Венесуэлы.

5. К туруну (90 млн. лет назад) относительное перемещение американских континентов составило ~ 750 км. Произошел раскол ранее единой островной дуги — ее северная часть (Большие Антилы) сместилась к северу и была обдуцирована на южную часть Багамской плиты. Раскрылся Карибский бассейн, начала образовываться Юкатанская впадина. С этого момента образовалась Карибская плита, на востоке которой активно развивалась островная дуга Авес, на западе — Центральной Америки.

6. В сенонское время (80 млн. лет назад) в регионе образовалась островная дуга, включающая подводный хребет Кайман, Сьерра-Маэстра и северную часть современного Никарагуанского подводного поднятия. Это обозначило новую северную границу Карибской плиты.

7. В палеоценовое время (55 млн. лет назад) ранее единый Карибский бассейн был разделен системой разломов Беата на Колумбийскую и Венесуэльскую котловины. Дуга Авес потеряла свою активность в связи с перемещением зоны поддвига на восток, где начала развиваться дуга Малых Антиль. Между активной и пассивной дугами образовался Гренадский бассейн. На месте Центральной Америки продолжала развиваться островная дуга. В это время было завершено в основном наибольшее по своим масштабам правостороннее движение по системе разломов Ромераль — Боконо древних массивов северо-западной Колумбии.

8. К позднему эоцену раздвиг между американскими континентами достиг максимума. Конфигурация и границы Карибской плиты были близки к современным. Началось встречное движение американских плит, приведшее к широкому развитию надвигов вдоль южной и северной границ Карибской плиты.

9. Позднемиоценовый этап (8,3 млн. лет назад) характеризуется высокой тектонической активностью по периферии региона, большой амплитудой вертикальных движений, определившими современный структурный план региона. Важным моментом этого этапа является общее смещение Карибской плиты к востоку на расстояние ~ 200 км вдоль трансформных разломов, ограничивающих трог Кайман, который по структурной позиции и геодинамическим условиям формирования не является желобом в общепринятой трактовке подобных структур.

10. Современные границы Карибской плиты четко отмечаются только на западе и востоке. Южная и северная ее границы проводятся неоднозначно, что связано с появлением микроплит, возникающих в буферных зонах между плитами.

Литература

1. Бадьяшко Г. М., Ельцина Г. Н., Литвин В. М., Руденко М. В., Рябухин А. Г., Савостин Л. А., Хаин В. Е. Новые данные о строении глубоководных желобов Пуэрто-Рико и Кайман. — Вестн. МГУ. Сер. Геология, 1976, № 1, с. 34—43.
2. Звеницкий Л. П., Городницкий А. М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. — Геотектоника, 1977, № 3, с. 3—24.
3. Звеницкий Л. П., Савостин Л. А. Введение к геодинамике. М.: Недра, 1979. 311 с.
4. Клычков К. А. Геодинамика и нефтеносность Больших Антильских островов. — В кн.: Тез. докл. 5 Всес. школы морской геологии. М., 1982, т. 2, с. 32.
5. Кюпоткин П. Н., Шахарстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 368 с.
6. Лавченко В. А. Тектоническая эволюция Мексикано-Карибского региона как результат расширения Земли. — В кн.: Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1979, с. 117—129.
7. Ле Пишон К., Франшито Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 287 с.
8. Мейерхофф М., Мейерхофф Г. Новая глобальная тектоника — основные противоречия. — В кн.: Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974, с. 29—41.

9. Пушаровский Ю. М. О тектонике и геодинамике Карибского региона.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 124—132.
10. Рябухин А. Г. Особенности современной структуры Мексикано-Карибского региона.— Бюл. МОИП. Сер. геол., 1983, № 1, с. 22—32.
11. Солин М. Л., Мильян Г. Геология метаморфических комплексов Кубы. М.: Наука, 1981. 218 с.
12. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 182 с.
13. Тектоника и геодинамика Карибского региона/Под ред. Пушаровского Ю. М. и др. М.: Наука, 1979. 147 с.
14. Ушаков С. А., Авдеев А. И., Галушкин Ю. И., Дубинин Е. П. Нарушение изостазии литосферы Карибского региона и геодинамический анализ его природы.— В кн.: Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1979, с. 63—77.
15. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Т. I. М.: Недра, 1971. 547 с.
16. Хаин В. Е. Проблемы тектоники Мексикано-Карибского региона.— В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. Геодинамические исследования. М.: Сов.радио, 1975, с. 11—31.
17. Хаин В. Е. Тихий океан и Тихоокеанский подвижной пояс.— Вестн. МГУ. Сер. Геология, 1981, № 1, с. 3—13.
18. Чехович В. Д. Тектоническая история Анд в мезозое и кайнозое.— Геотектоника, 1980, № 6, с. 82—97.
19. Шапошникова К. И. Тектоника Центральной Кубы.— Геотектоника, 1974, № 1, с. 20—29.
20. Auboin J., Debelmas J., Latreille M. Les chaines alpines issues de la Tethys: introduction generale.— Mem. Bur. rech. geol. et minieres, 1980, № 115, p. 7—12.
21. Auboin J., Stefan J., Roump J., Renard V. The Middle America trench as an example of a subduction zone.— Tectonophysics, 1982, v. 86, № 1—3, p. 113—132.
22. Biju-Duval B., Bizon G., Masclé A., Muller C. Active margin processes field observation in Southern Hispaniola. AAPG, 1983, Mem. 34, p. 835—849.
23. Biju-Duval B., Masclé A., Rosales H., Joung G. Episutural oligo-miocene basins and recent subduction processes along the North Venezuelan margin. AAPG, 1983, Mem. 34, p. 811—823.
24. Bohnenberger O. Plate tectonic hypothesis as related to Central America.— Bol. Inst. Geol. Univ. nac. auton. Mexico, 1978, № 101, p. 33—46.
25. Bullard E. C., Everent H., Smith A. G. The fit of the continents around the Atlantic.— In: A symposium on Continental drift. London, 1965, v. 258, p. 41—51.
26. Case J., Dengo G. Geophysical data on the Central American land bridge.— Bol. Inst. Geol., Univ. nac. auton. Mexico, 1978, № 101, p. 29—32.
27. Case J., Halcombe T. Geologic-tectonic map the Caribbean region. Scale 1 : 2 500 000. USA Naval Oceanographic office and USA Naval Research and development activiti, 1980.
28. Cristofferson E. Linear magnetic anomalies in the Colombia basin.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, № 10, p. 3217—3230.
29. Edgar N. T., Ewing J. I., Hennion J. Seismic refraction and reflection in Caribbean sea.— AAPG Bull., 1972, v. 55, № 6, p. 833—870.
30. Feninger T., Bristow Cr. Cretaceous and paleogene geologic history of coastal Ecuador.— Geol. Rundschau, 1980, v. 69, № 3, p. 849—874.
31. Fox P. J., Schreibeberg E., Heezen B. C. The geology of Caribbean crust: tertiary sediments, granitic and basic rocks from the Aves ridge.— Tectonophysics, 1971, № 12, p. 89—109.
32. Freeland G. L., Dietz R. S. Plate tectonic evolution of Caribbean — Gulf of Mexico region.— Nature, 1971, v. 232, № 7, p. 20—23.
33. Furrázola-Bermudes G., Khudoley K. M., Mijailovskaya M. e. a. Geologia de Cuba, La Habana, 1964, p. 1—239.
34. Gose W. A., Beleher R. C., Scott G. R. Paleomagnetic results from northeastern Mexico; Evidence for large Mesozoic rotation.— Geology, 1982, v. 10, p. 50—54.
35. Joides journal, 1981, v. VII, № 2, p. 3—10.
36. Jordan T. H. The present-day motion of the Caribbean Plate.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, № 32, p. 4433—4439.
37. Haczewski G. Sedimentological reconnaissance of the San Cayetano formation: an accumulative continental margin in the jurassic of Western Cuba.— Acta Geol. Pol., 1976, № 26, p. 36—42.
38. Hill J. A., Barker P. F. Evidence for Miocens back-arc spreading in central Scotia Sea.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1980, v. 63, № 2, p. 427—440.
39. Ladd J. W. Relative motion of South America with respect to North America and Caribbean tectonics.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1976, v. 87, p. 969—976.
40. Le Pichon X., Fox P. J. Marginal offsets, fracture zone and the early opening of the North Atlantic.— J. Geophys. Research, 1971, v. 76, p. 6294—6308.
41. Macdonald W. D. Cretaceous-tertiary evolution of the Caribbean. Transact. VII Conf. geol. del Caribbes, Saint Francois, 1976, p. 69—78.
42. Malfait B. T., Dinkelman M. Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83, № 2, p. 251—271.
43. Mattson P. H., Lewis J. F. Structural trend and tectonic History of the Northern Caribbean.— Mem. Bur. rech. geol. et minieres, 1980, № 115, p. 30—37.
44. Meritano A. J. Estudio tectonico preliminar del Istmo de Tehuantepec, en base a imagenes del satelite — ERTS-1.— An. Inst. Geof. Univ. nac. auton., 1978, v. 24, p. 107—116.

45. *Minster J., Jordan T.* Present day plate motion.— J. Geophys. Res., 1979, v. 83, № B-13, p. 1120—1131.
46. *Molnar P., Sykes L. R.* Tectonics of the Caribbean and Middle America Region from focal mechanism and seismicity.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 80, № 9, p. 1639—1684.
47. *Peres O. J., Aggarwal Y. P.* Present-day tectonics of the southeastern Caribbean northeastern Venezuela.— J. Geophys. Res., 1981, v. B86, № 11, p. 10791—10804.
48. *Perfit M. R., Heezen B. C.* The geology and evolution of the Cayman Trench.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1978, v. 89, № 8, p. 1155—1174.
49. Plate-tectonic map of the Circum-Pacific region. Scale 1 : 20 000 000 AAPG, Tulsa, Oklahoma, USA, 1982.
50. *Salvador A., Green A.* Opening of the Caribbean Tethys (origin and development of the Caribbean and the Gulf of Mexico).— Mem. Bur. rech. geol. et minieres, 1980, № 115, p. 224—229.
51. *Santamaria F., Schubert C.* Geochemistry and geochronology of the southern Caribbean—northern Venezuela plate boundary.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 85, № 7, p. 288—295.
52. *Schubert C.* Are the Venezuelan fault system part of the southern Caribbean plate boundary? — Geol. Rundschau, 1981, v. 70, № 2, p. 542—531.
53. *Schmidt-Effing R.* Rasgos fundamentales de la historia del complejo de Nicoya (America Central Meridional).— Brenesia, 1980, № 18, p. 231—251.
54. *Sheridan R. E., Crosby J. H., Bryan G. M., Stoffa P. L.* Stratigraphy and structure of Northern Florida straits, Southern Blake plateau, and Northern Bahama platform from multichannel seismic reflection data.— AAPG, Bull, 1981, v. 65, № 12, p. 2571—2593.
55. *Scerlec G. M., Hargraves R. B.* Tectonic significance of paleomagnetic data from Northern Venezuela.— J. Geophys. Res., 1980, v. B85, № 10, p. 5305—5315.
56. *Stearns C., Mauk F. J., Voo R. V.* Late cretaceous-Early Tertiary paleomagnetism of Aruba and Bonaire (Netherlands Leeward Antilles). J. Geophys. Res., 1982, v. B87, № 2, p. 127—141.
57. *Stephan J. F., Beck C., Bellizia A., Blanchet R.* La chaine Caraibe du Pacifique a l'Atlantique.— Mem. Bur. rech. geol. et minieres, 1980, № 115, p. 38—59.
58. *Wadge G., Jackson T. A., Isaacs M. C., Smith T. E.* The ophiolitic Bath-Dundrobin Formation, Jamaica: significance for cretaceous plate margin evolution in the North-Western Caribbean.— J. Geol. Soc. London, 1982, v. 139, p. 321—333.
59. *Westbrook G. K., Masche A., Biju-Duval B.* Geophysics and the structure of the Lesser Antilles forearc. Initial reports Leg 78A, 1983, p. 21—48.
60. *Weyl R.* Geology of Central America, 2nd, compl. rev. ed. Berlin — Stuttgart, 1980, p. 1—371.
61. *Wilson H. H.* Cretaceous sedimentation and Orogeny in Nuclear Central America.— AAPG, Bull, 1974, v. 58, p. 1348—1396.

Московский государственный
университет им. М. В. Ломоносова

Поступила в редакцию
4.II.1983

Институт литосферы АН СССР
Институт океанологии АН СССР

УДК 551.25(571.6+798.265.2)

ЗИНКЕВИЧ В. П., КАЗИМИРОВ А. Д., ПЕЙВЕ А. А.,
ТЕКТОНИКА КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОБРАМЛЕНИЯ
БЕРИНГОВА МОРЯ

Рассматривается геологическое строение восточной части Корякского нагорья и южной и юго-западной Аляски. Здесь выделяются возрастные и структурные гомологи: Нижнехатырская зона — зона Якатага, Аляк-ваамская зона — зона Валдиз, Майницкая зона — зона Селдовия. Геофизические данные и результаты драгировок также свидетельствуют о том, что структуры востока Корякского нагорья продолжают через шельфовую часть Берингова моря на Аляску.

Рассматриваемая часть Тихоокеанского тектонического пояса представляет собой единую геодинамическую систему, определяющим процессом в которой было преобразование океанической коры в континентальную. Этот процесс не был однонаправленным, а сопровождался этапами тектонической деструкции.

Геология континентальных окраин Берингова моря привлекает в последнее время пристальное внимание геологов. На примере этого участка приокеанической зоны Тихоокеанского тектонического пояса сейчас решаются многие вопросы сложного и противоречивого процесса формирования коры континентального типа.

Данная работа посвящена характеристике общих особенностей тектонического строения и выявлению закономерностей эволюции структур юго-западной Аляски и востока Корякского нагорья, представляющих собой континентальную окраину в северо-восточной части Берингова моря.

Среди американских геологов широкое распространение получила идея о том, что молодые складчатые пояса этого региона сформировались в результате процесса аккреции [21, 25]. В соответствии с этими представлениями наращивание земной коры Корякского нагорья и Южной Аляски происходило путем однонаправленного совмещения разнофациальных и разновозрастных формационных комплексов при движении на север плиты Кула, расположенной в северной части Тихого океана.

В настоящее время появился ряд новых материалов по геологии этих регионов и прежде всего по геологии Корякского нагорья, где работами Корякской экспедиции ГИН АН СССР и СВКНИИ ДВНЦ АН СССР установлено широкое развитие покровных и чешуйчатых структур. Это позволило дать новую интерпретацию геологической истории региона с позиций мобилизма [11]. Было показано, что процесс становления континентальной коры не является однонаправленным. В геологической истории района отчетливо выделяются этапы скупивания земной коры (деструктивный процесс), чередующиеся с этапами ее растяжения (деструктивный процесс).

Сравнительная характеристика и расположение структурно-формационных комплексов Корякского нагорья и южной и юго-западной Аляски подтверждают большое сходство этих регионов. Структурная связь между ними доказывается также материалами геофизических работ и данными драгирования на шельфе Берингова моря [4, 31]. Все эти материалы свидетельствуют о сложной и противоречивой истории формирования континентальной окраины в северо-восточной части Берингова моря.

При подготовке рукописи использованы данные многочисленных опубликованных работ и собственных исследований авторов.

В Корякском нагорье выделяются две ветви тектонических структур, выполненных формационно близкими образованиями и неразрывно связанных в своем развитии (рис. 1). Первая прослеживается вдоль побережья Берингова моря — от р. Опука вплоть до мыса Наварин. В ней выделяются Нижнехатырская, Эконайская, Алякватваамская и Майницкая тектонические зоны [1]. Вторая находится северо-западнее и протягивается из центральных районов Корякского нагорья на северо-восток, до Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В рассматриваемой ее части выделяются Великореченско-Рарыткинская и Ваежско-Алганская зоны [11].

Все эти зоны уже были описаны в литературе, поэтому в данной статье они разобраны очень кратко. Сведения по стратиграфии выполняющих их образований отражены на рис. 2. Особенности тектонического строения этих зон рассмотрены ниже.

Нижнехатырская зона сложена породами верхнего мела и кайнозоя, смятыми в систему узких антиклиналей главным образом северо-западной ориентировки, разделенных обширными брахисинклиналями [6]. Встречаются также крупные брахиантиклинали с довольно крутыми падениями крыльев. Вся система складок разбита протяженными, в основном северо-восточными и северо-западными сбросами, взбросами и надвигами.

Эконайская зона представляет собой систему тектонических покровов [13]. Относительным автохтоном являются вулканогенно-кремнисто-терригенные образования (J_3-K_1). Аллохтонный комплекс состоит из нескольких пластин (снизу вверх): 1 — туфотерригенные породы (J_3-K_2cp); 2 — серпентинизированные гипербазиты, габброиды, диабазы и плагиограниты; 3 — кремнисто-вулканогенные образования (Pz_3-T_3). Все покровные элементы трансгрессивно перекрыты неавтохтонным чехлом терригенных отложений с прослоями туфогенных пород и покровами основных и средних вулканитов (K_2). Покровные комплексы интенсивно деформированы. Для них характерны лежачие и опрокинутые на юг, осложненные разрывами складки, а вдоль крупных тектонических нарушений — мощные зоны катаклаза и милонитизации.

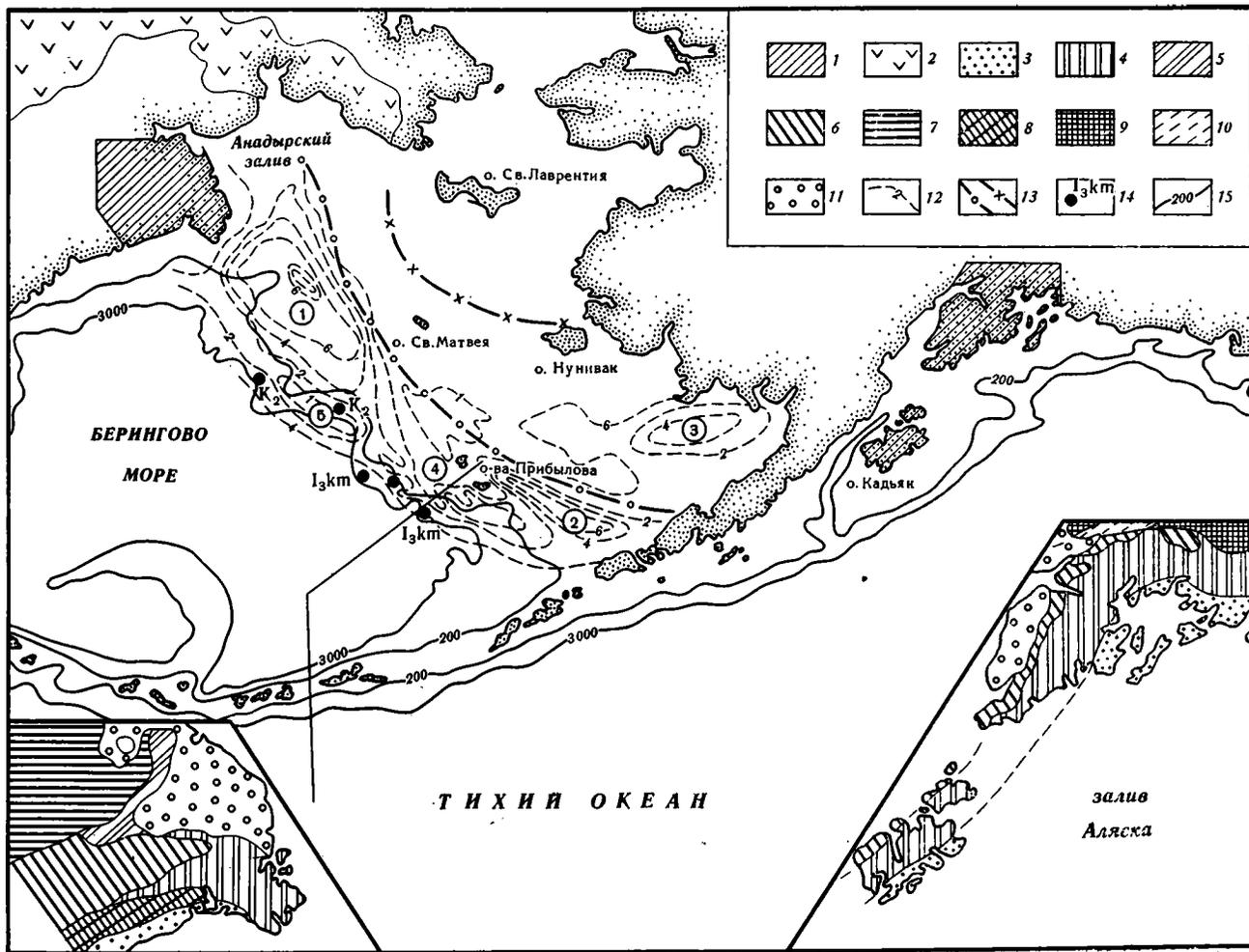
Алякватваамская зона представляет собой дивергентную (к югу и северу) покровную систему [10]. Относительный автохтон сложен туфотерригенными комплексами (J_3-K_2). Южные покровы состоят из туфотерригенных отложений (K_1-K_2); северные — из вулканитов пестрого состава и туфотерригенных образований (T_3 и J_3-K_2). Система тектонических пластин смята в широкие антиклинальные и синклинальные складки субширотного простирания, осложненные молодыми субвертикальными разрывами.

Майницкая зона аллохтонно перекрывает Алякватваамскую. В структурном отношении она представляет собой систему сильно сжатых, запрокинутых к югу синклиналей и антиклиналей, осложненных многочисленными разрывами и мелкими складками. По зонам крупных разломов часто вскрываются мощные серпентинитовые меланжи.

Ваежско-Алганская зона на северо-западе тектонически перекрыта образованиями Таловско-Майнской зоны [1]. На востоке ее породы шарьированы на структуры Великореченско-Рарыткинской зоны, а на юго-востоке они сочленяются с ней по Березовскому сдвигу. Западная часть Ваежско-Алганской зоны представляет собой поднятие с чешуйчатым строением [9, 11]. Тектонические чешуи сложены породами палеозоя, верхнего триаса и верхней юры — нижнего мела. Восточная ее часть выполнена преимущественно граувакками (K_1-K_2), реже кремнисто-вулканогенными образованиями (J_3-K_1), дислоцированными в напряженные, вплоть до изоклинальных, складки, осложненные складчатостью высоких порядков.

Рис. 1. Схема расположения рассматриваемых районов

1 — рассматриваемые участки суши; 2 — Охотско-Чукотский вулкано-генный пояс; 3—10 — структурно-формационные зоны (первое название дается для Корякского нагорья, второе — для южной Аляски): 3 — Нижнехатырская, Якутага; 4 — Аляктаваамская, Валдиз; 5 — Великореченско-Рарыттинская, возможным гомологом является автохтон поднятия Гуднюс; 6 — Майницкая, Селдовия; 7 — Ваежско-Алганская, возможным гомологом является аллохтин поднятия Гуднюс; 8 — Эконайская, прямых гомологов на Аляске нет; 9 — в Корякском нагорье не выделяется, Врангелия; 10 — формационные аналоги автохтона поднятия Гуднюс; 11 — неоген-четвертичные наложенные впадины; 12 — изопахиты кайнозойского осадочного чехла на шельфе Берингова моря, км; 13 — зона высоких значений магнитных аномалий на шельфе Берингова моря (по [24]); 14 — места драгировок фауны и ее возраст; 15 — изобаты, м. Цифры в кружках на схеме — структуры осадочного чехла шельфа Берингова моря: 1—3 — прогибы: 1 — Наваринский, 2 — Св. Георгия, 3 — Бристольский; 4—5 — поднятия: 4 — Прибылова, 5 — Наваринское



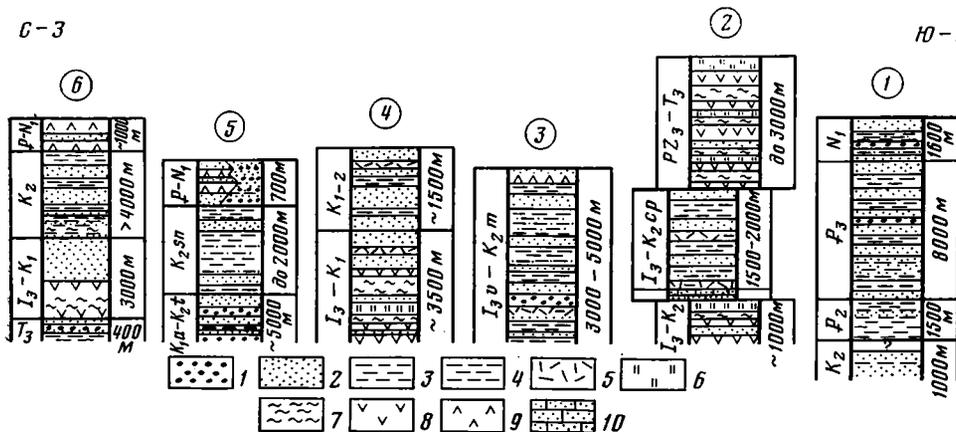


Рис. 2. Сводные стратиграфические колонки структурно-формационных зон северо-востока Корякского нагорья: 1 — конгломераты и гравелиты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты и алевропелиты; 4 — аргиллиты; 5 — туфы среднего и кислого состава; 6 — фтаниты и яшмы; 7 — кремни; 8 — лавы основного и среднего состава; 9 — лавы среднего и кислого состава; 10 — известняки. Цифры на схеме — выделяемые структурно-формационные зоны: 1 — Нижнехатырская, 2 — Эконайская, 3 — Алкатваамская, 4 — Майницкая, 5 — Великореченско-Рарыткинская, 6 — Ваежско-Алганская

Великореченско-Рарыткинская зона представляет собой расширяющуюся к северо-востоку структуру, которая на востоке погружается под кайнозойские образования Анадырской впадины [9, 11]. В южной части зоны слагающие ее отложения апта — турона смяты в пологие брахиформные складки, в северной — строение Великореченско-Рарыткинской зоны более сложное. С юго-запада на ее структуры здесь надвинуты верхнеюрско-меловые образования Ваежско-Алганской зоны (аллохтон). В свою очередь сложно смятые породы (K_{1ар}—K_{2sn}) Великореченско-Рарыткинской зоны (параавтохтон) по пологому надвигу (15—30°) шарьированы на восток, на сенонские отложения обрамления Анадырской впадины (автохтон).

Тектонические структуры Ваежско-Алганской и Великореченско-Рарыткинской зон перекрыты локально распространенными, субгоризонтально залегающими эффузивами и вулканогенно-осадочными комплексами кайнозойского возраста (неоавтохтон).

История развития востока Корякского нагорья. Палеозойская и раннемезозойская история востока Корякского нагорья носит лишь предположительный характер, так как образования этого возраста распространены незначительно в виде олистолитов, тектонических чешуй и бескорневых пластин.

По-видимому, в среднем палеозое — раннем мезозое на месте современного Корякского нагорья существовал обширный бассейн с корой субокеанического типа, в разных частях которого формировались вулканогенно-кремнистые, реже туфотерригенные толщи. На северо-западе он был ограничен сложнопостроенным Таловско-Майнским поднятием островодужного типа, заложившимся на меланократовом основании в среднем палеозое [11].

В начале мезозоя в обстановке общего горизонтального сжатия прежде единый бассейн седиментации был расчленен на отдельные части. В северной и центральной частях этого бассейна происходило осадконакопление, характерное для островных дуг, междуговых бассейнов и окраинных морей. В южной, океанической — продолжалось формирование кремнисто-вулканогенных и туфотерригенных толщ. Сюда вместе с терригенным материалом, сносившимся с новообразованных поднятий, поступали разрозненные глыбы палеозойских рифогенных известняков, которые в изобилии встречаются в кремнистых отложениях Эконайской зоны.

В начале юры обширные территории были охвачены складчатостью, при которой палеозойские и нижнемезозойские образования местами были выведены в зону действия эрозии. Осадконакопление продолжалось лишь в небольших реликтовых бассейнах.

В поздней юре условия сжатия, существовавшие в раннем мезозое, сменились интенсивным, импульсным растяжением. Была заложена целая система расколов (рифтов), располагавшихся на обширной территории (рассеянная деструкция). Часть блоков разрушенной коры переходного типа смещалась к югу, другая, дезинтегрируясь, поставляла терригенный материал во вновь образованные бассейны седиментации. На вскрытом ультрабазит-габбровом основании, а также на реликтах коры переходного типа в крупном вновь возникшем прогибе (Майницкая и Ваежско-Алганская зоны) начали накапливаться глубоководные кремнисто-вулканогенные образования. По формационному выполнению и тектонической природе этот прогиб сопоставляется с современными окраинными морями [14]. С юга он, вероятно, был ограничен поднятием типа островной дуги. Еще южнее, где не был вскрыт фундамент, а происходило сучивание смещавшихся блоков раздробленной палеозойско-раннемезозойской коры, накапливались терригенные осадки, вошедшие впоследствии в состав Эконайской и Алькатваамской зон. С востока и северо-востока бассейн окаймлялся сложно-построенной областью континентального шельфа и склона (Алькатваамская и Великореченско-Рарыттинская зоны).

Начиная с валанжинского века, во многих районах на фоне продолжавшегося растяжения и прогибания начинают образовываться поднятия. К середине раннего мела они оформились в сложную систему островных дуг, междуговых бассейнов и окраинных морей, т. е. общее растяжение сменяется частичным сжатием. Особенно усилилось оно в конце раннего мела. На рубеже готерива — баррема произошла крупная тектоническая перестройка, отразившаяся в повсеместной смене состава отложений.

Середина мелового периода характеризовалась спокойными колебательными движениями земной коры, в результате которых менялись конфигурации отдельных седиментационных ванн, появлялись и исчезали острова, поднятия. Возникший ранее новообразованный бассейн (Ваежско-Алганская и Майницкая зоны) быстро заполнялся осадками и к началу сенона на большей части перестал являться областью седиментации.

Начало сенонского времени было отмечено увеличением тектонической активности. Повсеместно произошла складчатость, фиксируемая по угловым несогласиям, перерывам в осадконакоплении и смене формационного состава отложений. На востоке региона (Великореченско-Рарыттинская и западная часть Алькатваамской зоны) появляются угленосные и субаквальные толщи; на западе накапливались морские, чисто терригенные отложения. На рубеже кампана — маастрихта произошло становление крупных тектонических покровов Эконайской зоны. В целом сенонское время характеризуется усложнением региональной тектонической структуры Корякского нагорья. Интенсивное сжатие в его северной части, выразившееся в надвиго- и покровообразовании, происходило на фоне продолжающегося растяжения в южной части (Олюторская зона), где формировались альб-сенонские кремнисто-вулканогенные образования ватынской серии [5].

На рубеже мела и палеогена произошла крупнейшая тектоническая перестройка. Именно в это время была сформирована покровная структура Алькатваамской зоны; произошло шарьирование Ваежско-Алганской зоны на Великореченско-Рарыттинскую; граувакковые комплексы Майницкой зоны были надвинуты на породы Алькатваамской зоны. Значительность позднемеловых — раннепалеогеновых движений в северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса подчеркивается тем, что в это же время здесь заложилась Алеутская островная дуга [17].

Оформившиеся к концу мела покровные и чешуйчатые структуры востока Корякского нагорья были перекрыты кайнозойским неавтохтонным чехлом преимущественно терригенных отложений, а в более северных районах нагорья — субгоризонтально залегающими континентальными эффузивами и вулканогенно-осадочными образованиями.

Один из последних этапов шарьирования приходится на конец эоцена, когда происходило надвигание покровной структуры Эконайской зоны в сторону Берингова моря на отложения кайнозоя Нижнехатырской зоны. Об этом свидетельствуют олистостромовые горизонты в глинистых отложениях эоцена — олигоцена. Процесс шарьирования был длительным и многоэтапным и, по-видимому, продолжался до недавнего времени, что подтверждается дислоцированностью не только палеогеновых, но и миоценовых отложений.

Приведенный материал показывает, что современная субконтинентальная кора Корякского нагорья сформировалась в результате длительной тектонической эволюции. Этапы сжатия (конструктивный процесс) чередовались с этапами растяжения (деструктивный процесс). Подтверждается широко распространенное в пределах Тихоокеанского тектонического пояса явление — сжатие, приводящее к образованию значительных покровных зон, предваряет интенсивное растяжение в смежных областях [12].

Разнонаправленной была и ориентировка тектонических напряжений. При возникновении в поздней юре новообразованного бассейна ориентировка горизонтальных напряжений была с северо-запада на юго-восток. Форма бассейна определялась унаследованным планом простираия тектонических структур. С северо-запада бассейн ограничивался Таловско-Майнским поднятием северо-восточного простираия и выклинивался в виде узких зон северо-восточного и субмеридионального простираия. Такая ориентировка горизонтальных напряжений подтверждается и тем, что к юго-востоку от вновь возникшего бассейна формировались тектонические покровы (Эконайская зона).

В позднем мелу в период значительного сжатия региона ориентировка горизонтальных напряжений сменилась на субмеридиональную. Это подтверждается анализом тектонических движений в целом ряде зон (Олюторская, сочленение Ваежско-Алганской и Великореченско-Рарыткнской и др.).

Все это свидетельствует о том, что при тектонической эволюции Корякского нагорья происходили длительные разнонаправленные в разное время тектонические движения, сформировавшие сложную покровно-складчатую структуру района. Процесс метаморфизма и преобразования сложно нагроможденных тектонических покровов разного возраста, по-видимому, и привел к формированию современной субконтинентальной коры в Корякском нагорье.

БЕРИНГОВО МОРЕ

К настоящему времени накопился значительный материал, свидетельствующий о продолжении на шельфе, на дне Берингова моря, тектонических структур Чукотки и Корякского нагорья.

Шельф Берингова моря в северной и восточной его частях представляет собой обширную подводную равнину шириной от 250 до 800 км. Западнее мыса Наварин он резко сужается до 5—25 км. Средняя глубина шельфа 130—150 м. Его внешняя граница характеризуется резко выраженным перегибом к континентальному склону. Последний прослеживается до глубин 3500—3800 м, имея крутизну до 3—8°, а по бортам секущих его каньонов до 15—25° [3].

В Беринговом море, так же как и на суше, хорошо прослеживается Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, разделяя области с различным строением земной коры. К северо-востоку от него распространена зрелая континентальная кора докембрийского возраста, а к юго-западу — субконтинентальная кора [16, 17]. По данным ряда исследовате-

лей к вулканогенному поясу, по-видимому, относится толща, насыщенная магнитоактивными телами, которая установлена в северо-восточной части Анадырского залива на глубинах от 0,5—1,5 до 2,5—4,5 км. Этот пояс хорошо прослеживается в юго-восточном направлении до о. Св. Матвея, где обнажены эффузивы и вулканогенно-осадочные комплексы [34]. Наиболее древние породы (74,1—74,4 млн. лет, К—Аг-метод) представлены андезитами, дацитами, туфами, риолитовыми брекчиями. Они перекрываются мощными (до 250 м) потоками базальтов (64,8—2 млн. лет, К—Аг-метод) и андезитовыми туфами. Эффузивы прорваны дайками гранодиоритов, возраст которых, определенный калий-аргоновым методом, составляет 60,7 млн. лет [34].

Далее, через шельфовую часть Берингова моря до юго-западной Аляски непрерывной полосой протягивается зона высоких значений магнитных аномалий (1000 гамм и более). Ее северная граница, захватывая о. Нунивак, прослеживается почти до устья р. Кускоквим (юго-западная Аляска); южная проходит севернее островов Прибылова до п-ова Аляска [36]. Возможно, что эта зона также продолжение вулканогенного пояса.

На территории Аляски существование вулканогенного пояса проблематично. Одни авторы [32] сравнивают с ним вулканоплутонические комплексы провинции Юкон — Коюкук, основываясь на анализе химизма пород и эпох магматической активности. Другие [38] сопоставляют с ним эффузивно-интрузивные образования п-ова Аляска.

Строение субконтинентальной коры между вулканогенным поясом и Алеутской котловиной установлено по геофизическим данным [7] и результатам драгировок (рис. 3). Поверхность Мохоровичича (граница М) в глубоководной котловине находится на глубине 14—16 км от уровня моря, погружаясь до 29 км на шельфе, у островов Прибылова [7]. Наиболее значительное увеличение мощности коры происходит в зоне континентального склона. Судя по данным морских геофизических работ и образцам пород, поднятых со склонов подводных каньонов, шельф северо-восточной части Берингова моря состоит из стратифицированных кайнозойских, а возможно, и несколько более древних отложений, несогласно перекрывающих поверхность «акустического фундамента». Предполагается, что этот фундамент является эрозионной поверхностью в различной степени метаморфизованных мезозойских осадочных и вулканогенных пород складчатого основания.

«Акустический фундамент» деформирован и разбит многочисленными тектоническими нарушениями. Система разломов образует вытянутые грабенообразные прогибы [39]. В сторону Алеутской котловины фундамент круто погружается до глубины 5—7 км, а к северо-востоку (в сторону о. Нунивак) постепенно воздымается до глубин 0,5—1 км, образуя крупную положительную структуру — поднятие Нунивак [8].

Породы складчатого основания обнажены на островах Прибылова, а также в бортах подводных каньонов. Острова Прибылова сложены в основном серпентинизированными перидотитами [18], прорванными дайками гранодиоритов, возраст которых (К—Аг-метод) 50—57 млн. лет. Перекрывающие их основные эффузивы — четвертичного возраста [27]. По мнению М. Марлоу и А. Купера [31], ультраосновные породы имеют мезозойский возраст, хотя положение их в структуре о-вов Прибылова недостаточно ясно.

Породы акустического фундамента были неоднократно драгированы в каньонах на краю континентального склона, ограничивающего на северо-востоке Алеутскую котловину. По данным Дж. Гопкинса и его соавторов [29], в каньоне Прибылова драгированы обломки, сложенные тонкопереслаивающимися (2—3 см) темно-серыми алеволитами и граувакковыми песчаниками с градационной слоистостью. Породы не метаморфизованы, не характерен для них и кливаж. Песчаники состоят из кварца, щелочного полевого шпата и обломков вулканических, осадочных и метаморфических пород. Источником сноса для этих пород был район, где широко развиты вулканические и метаморфические

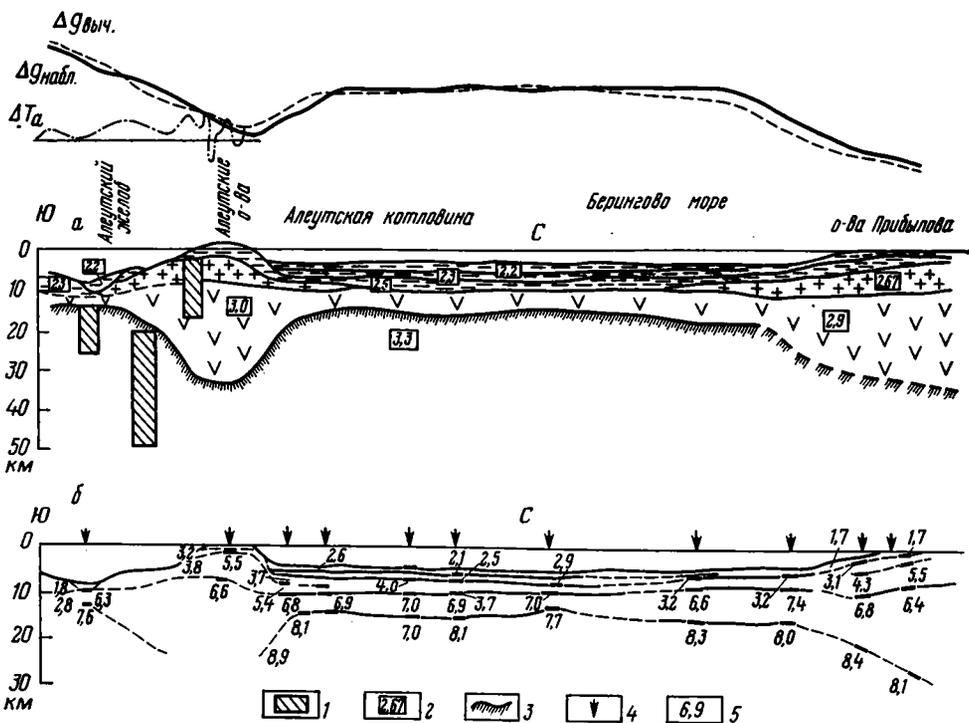


Рис. 3. Сейсмоакустический профиль через восточную часть Берингова моря (по [7]). Местоположение профиля см. на рис. 1. Соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1 : 5

1 — магнетовозмущающие тела (горизонтальные размеры не в масштабе), 2 — плотности, г/см³, 3 — граница М, 4 — места сейсмических наблюдений методом преломленных волн, 5 — скорости продольных волн, км/с

образования. Драгированные породы содержат остатки диатомей, кокколиты и пыльцу. В некоторых образцах встречаются многочисленные призматические слои раковин иноцерамов и плохо сохранившиеся остатки фораминифер кампанского возраста. С глубины 1500—2000 м на краю континентального склона были подняты аргиллиты, песчаники, лавобрекчии и тектонические брекчии [24]. Здесь же с акустического фундамента в девяти местах вдоль континентального склона (от каньона Прибылова на расстоянии около 550 км на северо-запад) были обнаружены наиболее древние из поднятых ранее пород — мелководные песчаники, содержащие фауну двустворок позднеюрского возраста.

На северо-западе при приближении к Корякскому нагорью с края континентального склона были драгированы глинистые известняки, переслаивающиеся с вулканомиктовыми песчаниками, алевролиты. Известняки и алевролиты содержат пыльцу и споры, характерные для кампана или маастрихта [31]. Данные драгировок подтверждают мнение М. Марлоу и А. Купера [31] о том, что акустический фундамент рассматриваемой части шельфа Берингова моря сложен сильно дислоцированными, главным образом осадочными породами мезозойского возраста.

Блоковая структура фундамента перекрыта мощным чехлом стратифицированных отложений. Граница между фундаментом и чехлом, по данным американских геологов [31], резко несогласная. В осадочном чехле рассматриваемой части шельфа Берингова моря выделяются крупные линейно вытянутые вдоль континентального склона прогибы, в которых мощности толщ чехла резко возрастают (см. рис. 1). Простираение их параллельно северо-западному склону Алеутской котловины. Целая система линейно вытянутых прогибов протягивается от востока Корякского нагорья (впадина Анадырского залива) до юго-западной Аляски (впадина Бристольского залива).

Морфологически это грабенообразные структуры с углами наклона бортов до 20°, разделенные между собой валлообразными поднятиями. Наиболее крупное поднятие — хребет Шумагин — Наварин протягивается практически вдоль всего Беринговоморского шельфа. Один из наиболее крупных седиментационных прогибов — Наваринский расположен к юго-востоку от одноименного мыса. Он имеет овальную форму (400×190 км). Его максимальная глубина (по кровле акустического фундамента) превышает 6,5 км. Близкий к нему по размерам прогиб Бристольского залива примыкает к юго-западной части Аляскинского полуострова. Его глубина достигает 3,5 км. Прогиб Св. Георгия, расположенный к юго-востоку от о-вов Прибылова, наиболее глубокий; акустический фундамент здесь погружен более чем на 7 км.

Осадочный чехол рассматриваемых бассейнов имеет трехчленное строение [2] и характеризуется скоростями прохождения сейсмических волн от 1,6 до 4,3 км/с. Нижняя осадочная толща не выдержана по простиранию и достигает максимальной мощности (до 7 км) около побережья Корякского нагорья. Она представлена светло-серыми и голубовато-серыми аргиллитами, плотными алевролитами и в меньшей степени карбонатными и вулканомиктовыми песчаниками. Раннепалеогеновый, а возможно, и несколько более древний их возраст устанавливается на основании обширного комплекса диатомей, который был выделен из образцов, поднятых в каньоне [29]. Средняя толща прослеживается повсеместно. Ее мощность в пределах шельфа 1,5—2,5 км; максимальная до 4 км. Она сложена олигоцен-среднемиоценовыми вулканогенно-терригенными и флишоидными образованиями: кремнистыми аргиллитами с остатками диатомей, вулканомиктовыми мелкозернистыми песчаниками, микритовыми известняками, конгломератами, содержащими обломки осадочных и вулканогенных пород. Верхняя осадочная толща на Беринговоморском шельфе и в смежных с ним глубоководных котловинах обладает относительно постоянной мощностью около 1 км. Входящие в ее состав отложения позднемiocенового — четвертичного возраста представлены тонкими терригенными породами, пелитоморфными туфами и микритовыми известняками.

Таким образом, имеющиеся геофизические материалы и данные драгирования (ориентировка зон магнитных аномалий, сходство пород, поднятых с акустического фундамента с отложениями, широко распространенными на суше, линейно вытянутая форма кайнозойских прогибов, прослеживающихся на континентальном склоне и шельфе от востока Корякского нагорья до южной Аляски) свидетельствуют о том, что тектонические структуры востока Корякского нагорья могут протягиваться до юго-западной Аляски.

АЛЯСКА

Выше было показано, что тектонические структуры восточной части Корякского нагорья прослеживаются на дне Берингова моря вплоть до юго-западной Аляски. Это позволяет предположить в этом регионе наличие их структурно-формационных гомологов.

В юго-западной и южной Аляске, вдоль побережья Аляскинского залива, существует несколько районов, сложенных сходными по составу и строению отложениями, близкими по возрасту, пространственному расположению и характеру тектонических деформаций. Они объединяются нами в три (с юга на север) структурно-формационные зоны: Якатага, Валдиз, Селдовия (рис. 4).

Зона Якатага прослеживается от островов Ситкинак на юго-западе по южному берегу о. Кадьяк до северной части Аляскинского залива. Она включает в себя формации Гост-Рокс, Ситкалидак и Ситкинак [33], сопоставляемые с группой Орка (юго-восточная Аляска — район пролива Принца Вильяма). На юге эти отложения уходят на шельф Аляскинского залива, на севере — по системе пологих разрывов (Чугас Бэй, Контакт) переключаются отложениями зоны Валдиз.

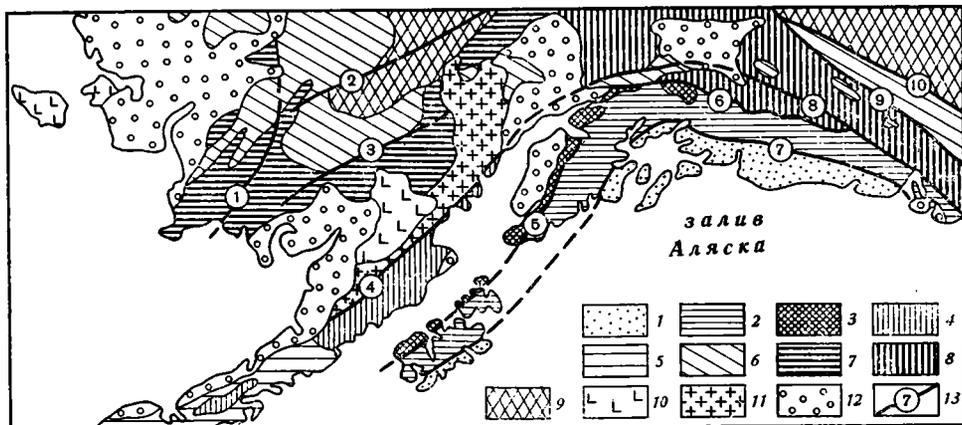


Рис. 4. Схема размещения основных структурных элементов южной части Аляски
 1—4 — тектонические зоны: 1 — Якатага, 2 — Валдиз, 3 — Селдовия, 4 — Матануска;
 5 — кайнозойские комплексы Алеутской дуги; 6—7 — поднятие Гуднюс: 6 — автохтон
 (группа Кускоквим и ее формационные аналоги), 7 — аллохтон (группа Гемук); 8 —
 зона Врангелия; 9 — выступы метаморфического основания и палеозойского чехла; 10 —
 покровы кайнозойских базальтов; 11 — гранитоиды Аляскинского батолита; 12 — кай-
 нозойские и четвертичные наложенные впадины; 13 — основные разломы (цифры на
 схеме): 1 — Тогнак—Тикчик, 2 — Фэрзулл, 3 — Мульхатка, 4 — Бруин Бэй, 5 — Игл Ри-
 вер, 6 — Бордер Рэндж, 7 — Контакт, 8 — Фейервезер, 9 — Тотчунда, 10 — Денали

Формация Гост-Рокс распространена на юго-востоке о. Кадьяк. Она состоит из глинистых сланцев, алевролитов и аргиллитов с маломощными прослоями известняков, туфогенных песчаников и редкими покровами толентовых базальтов. В целом толща характеризуется флишвидным строением. Мощность ее достигает 5000 м. Находки планктонных фораминифер датируют возраст формации палеоценом [33].

Значительно шире распространены отложения формации Ситкалидак, состоящей из переслаивающихся средне- и мелкозернистых песчаников с карбонатным цементом и глинистых сланцев. Характерно чередование пачек более грубого и более тонкого состава, мощность отложений достигает 3000 м. На основании своего стратиграфического положения возраст формации предполагается эоцен-олигоценым.

Формация Ситкинак значительно грубее по составу. Это полимиктовые гравелиты, конгломераты, песчаники, содержащие линзы и прослои алевролитов, углистых сланцев и углей. Отложения содержат остатки флоры олигоценового возраста. Мощность формации около 1500 м.

Все отложения несогласно перекрываются породами формации Нэрроу Кейп. Она сложена песчаниками, гравелитами, конгломератами и алевролитами, накопление которых происходило в прибрежно-морских условиях. Часто встречаются прослои ракушечников. Мощность формации Нэрроу Кейп колеблется от 150 до 700 м. Возраст ее датируется на основании находок раковинной фауны поздним олигоценом — ранним миоценом (рис. 5).

Зона Якатага просто построена. Слагающие ее породы кайнозоя вдоль побережья Аляскинского залива смяты в широкие синклиналильные складки, разделенные узкими, часто асимметричными антиклиналями. Синклинали имеют корытообразную форму. Структуры разбиты крутыми разрывными нарушениями, идущими как вдоль, так и вкрест их простирания. В центральной части зоны складки приобретают более спокойный, брахиформный облик. Наиболее сильной деформации отложения подверглись в северной части зоны, вблизи надвига Контакт. Толщи смяты там в сложные, часто изоклинальные складки с южной vergentностью.

Зона Валдиз сложена флишоидами мелового возраста, прослеживающимися от о. Санак на юго-западе до восточного окончания гор

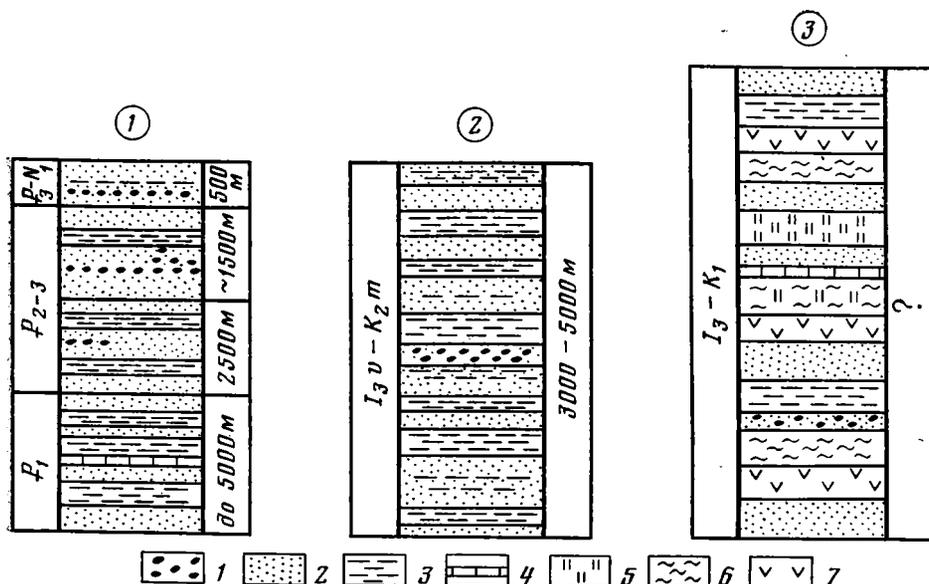


Рис. 5. Сводные стратиграфические колонки структурно-формационных зон южной Аляски
 1 — конгломераты и гравелиты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты и аргиллиты; 4 — известняки; 5 — яшмы; 6 — кремни; 7 — лавы основного состава. Цифры на схеме — выделяемые структурно-формационные зоны: 1 — Якатага, 2 — Валдиз, 3 — Селдовия

Чугач, на расстояние около 1700 км при ширине свыше 100 км [35]. На северо-востоке формационные комплексы зоны Валдиз ограничены крупным разломом Бордер Рэндж, отделяющим их от верхнепалеозойских метаморфических пород и мезозойских шельфовых отложений. На севере и северо-западе по почти горизонтальному надвигу (Игл Ривер) они перекрыты породами, входящими в зону Селдовия.

Отложения зоны Валдиз включают в себя несколько толщ: на островах Шумагин и Санак это формация Шумагин; на о. Кадьяк — формация Кадьяк; на п-ове Кенай — группа Валдиз; безымянные отложения хребта Фейерверзер и граувакки Ситка на островах Чичагов и Баранов. По имеющимся данным [19, 20], возраст этих пород датируется по макрофауне от поздней юры до маастрихта включительно. Терригенные породы зоны Валдиз слагают мощную флишоидную толщу. По типу стратификации и процентному соотношению пород выделяются [29]: 1 — алевролиты и аргиллиты, содержащие отдельные прослои мелкозернистых песчаников; 2 — флиш; 3 — средне- и грубозернистые песчаники с тонкими прослоями алевролитов. В песчаниках наблюдается градационная и маятниковая слоистость. В наиболее грубых их разностях часто встречаются обломки различных пород. Мощность отложений неясна из-за их интенсивной дислоцированности, но, видимо, превышает 3000 м.

Породы зоны Валдиз интенсивно деформированы. Встречаются прямые, наклонные, опрокинутые и, реже, лежащие складки. Крупные складки осложнены мелкой складчатостью. Степень сжатия складок значительная, углы падения крыльев обычно составляют 45—60°. Имеются пояса изоклинально смятых пород. Почти повсеместно развит кливаж [26]. Складчатая структура осложнена многочисленными, наклоненными к северо-западу разрывами. Терригенные породы сильно брекчированы и милонитизированы. Широко развиты зеленокаменно измененные породы [19]. Степень деформации пород резко возрастает вдоль границы с зоной Селдовия.

Зона Селдовия прослеживается узкой прерывистой полосой от о. Кадьяк до восточного побережья Аляскинского залива. Северным ограничением зоны является крупный, крутопадающий к северу разрыв

Бордер Рэндж, который протягивается от о. Кадьяк до о. Ванкувер. Отложения зоны объединяют несколько сходных толщ: комплекс Уяк на о. Кадьяк; комплекс Селдовия Бэй на о. Баррен и п-ове Кенай; комплекс Мак-Хью в горах Чугач северо-восточнее города Анкоридж.

Комплекс Уяк протягивается узкой полосой вдоль северо-западного берега о. Кадьяк. Он сложен тонкослоистыми песчаниками, спилитами, кремнистыми сланцами и аргиллитами, в меньшей степени конгломератами, гравелитами, известняками. Часто породы превращены в автокластический меланж. К таким участкам приурочены блоки полосчатых габбро, клинопироксенитов, дунитов и плагиоклазовых перидотитов, а также палеозойских кремнистых пород и известняков. В северо-западной части острова параллельно основному простиранию структур прослеживается зона метаморфических сланцев. Комплекс Уяк беден фаунистическими остатками. В терригенных породах найдены неопределимые остатки макрофауны, а из кремнистых пород выделены радиолярии палеозойского и позднюрско-раннемелового возраста [23]. Принципиальных отличий в строении комплексов Уяк, Селдовия и Мак-Хью нет. Строение двух последних комплексов описано в ряде работ [22, 23, 30] и поэтому здесь не рассматривается.

Зона Селдовия имеет исключительно сложное внутреннее строение. Слагающие ее породы смяты в напряженные складки. Необычайно широко развиты структуры кливажа и пластического течения. Многочисленные зеркала скольжения указывают на наличие послонных и секущих срывов. На обширных территориях степень деформации пород настолько велика, что первоначальная стратификация пород нарушается — толщи дезинтегрируются до состояния автокластического меланжа. При кажущейся хаотичности меланж построен упорядоченно: ориентировка трещин кливажа и падение многочисленных разрывов строго выдерживаются. Протягиваясь вдоль простирания зоны, они везде падают в северных румбах. Почти повсеместно породы затронуты процессами зеленосланцевого метаморфизма с проявлением цеолитов, пренита и пумпеллита.

При тектоническом совмещении зон Валдиз и Селдовия, видимо, происходило смешивание слагающих их комплексов. Об этом свидетельствуют отторженцы (до нескольких километров в поперечнике) турбидитов зоны Валдиз, наблюдаемые в современной структуре среди кремнисто-граувакковых отложений зоны Селдовия [23].

Приведенный материал показывает, что по своим литолого-формационным характеристикам зона Селдовия соответствует Майницкой зоне, а зона Валдиз — Алькатваамской. Кайнозойские отложения зоны Якатага сходны с породами Нижнехатырской зоны.

* *
*

Рассмотренные выше линейно вытянутые зоны протягиваются параллельно побережью залива Аляска. Но и в более северных районах Аляски также встречаются сходные с наблюдаемыми в южной Аляске отложения. Они находятся в иной структурной обстановке, слагая участки сложной изометричной конфигурации (см. рис. 4).

Так, в районе залива Гудньюс геологические структуры имеют покровно-складчатый характер [28]. Автохтон сложен породами группы Кускоквим. Это мощная терригенная толща, возраст которой датируется альбом — маастрихтом. Нижняя ее часть сложена морскими отложениями: граувакками, алевролитами, песчаниками, конгломератами. В верхней — наряду с морскими появляются терригенные субаэральные отложения. Общая мощность группы Кускоквим достигает 3000 м. Аллохтон сложен породами группы Гемук (верхний палеозой — нижний мел). Наиболее древние пермские слои содержат остатки макрофауны. В более молодых породах есть радиолярии мезозойского возраста и остатки фауны двустворок. Сложность строения, пло-

хая обнаженность и незначительное количество фауны позволяют лишь условно расчленить группу на три части, соотношения между которыми неясны: 1 — туфотерригенные отложения (Pz_3 — Mz); 2 — вулканогенные, вулканогенно-осадочные и терригенные породы (J_3 — K_1); 3 — туфы и осадочные породы (K_1). Среди них встречаются крупные линейно вытянутые тела ультрабазитов и полосчатых габбро, радиологические датировки которых указывают на их юрский возраст.

В районе мыса Пирс обнаружены лавсонитосодержащие сланцы и остатки офиолитового комплекса: метаморфизованные, родингитизированные габбро, зеленые сланцы, вулканогенные породы, спилиты, плагиограниты [28]. Отложения группы Гемук содержат блоки и глыбы известняков и кремнисто-терригенных пород с остатками макро- и микрофауны ордовикского, девонского и пермского возраста. Видимо, они являются реликтами тектонизированного основания, на котором происходило формирование кремнисто-вулканогенно-терригенных образований группы Гемук. По своим литолого-формационным особенностям породы группы Гемук близки к одновозрастным образованиям зоны Селдовия, а отложения группы Кускоквим сходны с породами зоны Валдиз.

ОБСУЖДЕНИЕ

Эволюция структуры южной и юго-западной Аляски большинством американских исследователей в настоящее время интерпретируется с позиций тектоники плит. Земная кора этого региона рассматривается как совокупность разновозрастных комплексов (аккреционная призма), возникшая при длительном пододвигании (субдукции) с юга на север тектонических плит Кула и Фараллон под Северо-Американский континент [21, 23, 25, 39] и мн. др.

Окраина этого континента представляла собой в мезозое, по мнению Л. Рэймонда и С. Свэнсона, зону перехода континент — океан андийского типа. В ее пределах в мезозое существовали вулканические островные дуги и глубоководный желоб, протягивавшийся от южной Аляски до Чукотки. На основании палеонтологических и радиологических датировок вулканических и осадочных пород и магматических комплексов Л. Рэймондом и С. Свэнсоном [37] устанавливаются активные периоды аккреции и плутонизма — в триасе (220—195 млн. лет), в ранней юре (184—176 млн. лет), в среднем мелу (108—83 млн. лет), в раннем палеогене (65—60 млн. лет), в среднем палеогене (50—40 млн. лет) и неогене (25—0 млн. лет).

Большинство авторов [25, 39] считают, что активная субдукция океанической коры Тихого океана непосредственно под континент происходила в мезозое (позднем триасе — мелу). Но с момента заложения Алеутской дуги (ранний палеоген) активная субдукция сместилась в зону сочленения этой дуги с Тихим океаном [39], т. е. Алеутская дуга отделила фрагмент океанической плиты от остальной части Тихого океана, сформировав глубоководную Алеутскую котловину.

С точки зрения тектоники плит аналогичное строение имеют и другие регионы северного континентального обрамления Алеутской котловины. Так, тектоническая структура Корякского нагорья обычно трактуется как зона, связанная с субдукцией и пододвиганием на север океанической литосферы [39]. Наибольшие трудности возникают при трактовке строения сегмента континентальной окраины, протягивающегося от островов Прибылова на северо-запад до Корякского нагорья. Северо-восточная ориентировка этого участка совпадает с направлением движения океанической плиты. Возникновение складчатых зон на дне Берингова моря, протягивающихся от южной Аляски до Корякского нагорья, трудно объяснимо с точки зрения простого механизма субдукции. Поэтому, используя эту модель, приходится предполагать здесь существование крупной зоны сдвиговых деформаций северо-западного простирания на границе океанической и континенталь-

ной литосферы. С нашей точки зрения наличие такой зоны представляется мало обоснованным.

В то же время сравнение геологии востока Корякского нагорья, южной и юго-западной Аляски показывает, что между этими регионами существует много общего. Хорошо сопоставляются отдельные тектонические зоны и основные этапы их деформации. Выше было показано, что такими гомологами являются: Нижнехатырская зона — зона Яктага, Алякватваамская зона — зона Валдиз, Майницкая зона — зона Селдовия. Выявленный в восточной части Корякского нагорья Эконайский пакет аллохтонных пластин непосредственных структурных аналогов на Аляске не имеет, хотя сходные по возрасту и литологии породы и встречаются в виде тектонических блоков в зоне Селдовия.

Имеющиеся геофизические данные и результаты драгировок свидетельствуют о продолжении структур востока Корякского нагорья по дну Берингова моря до южной и юго-западной Аляски. Достаточно уверенно прослеживается Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Судя по ориентировке линейно вытянутых зон магнитных аномалий, в этом же направлении (в сторону южной Аляски) протягиваются и структуры Корякского нагорья [4]. Такое же простираие имеют и кайнозойские прогибы на шельфе и континентальном склоне. Их линейно вытянутая ориентировка, видимо, отражает более древний структурный план. Резкое структурное несогласие между акустическим фундаментом и осадочным чехлом свидетельствует о резкой тектонической перестройке, совпадающей с крупным этапом тектонических деформаций в Корякском нагорье. Накопление отложений кайнозойского чехла во впадинах шельфа Берингова моря коррелируется во времени с формированием палеогенового неоавтохтона в Корякском нагорье.

Породы, поднятые с континентального склона между восточной Корякией и южной Аляской, широко распространены в континентальных частях этих районов. Драгированные во многих местах породы с позднеюрской фауной свидетельствуют, что в Берингово море продолжают структуры Корякского нагорья. Продолжение сюда более южной Укэлаятской зоны мало вероятно, так как наиболее древняя фауна в этой зоне позднемеловая, а более древние отложения отсутствуют.

Выявленное сходство тектонических зон Корякского нагорья и южной и юго-западной Аляски позволяет считать, что рассматриваемая часть Тихоокеанского тектонического пояса представляет собой единую геодинамическую систему. Определяющим процессом эволюции земной коры в этой системе было превращение океанической коры в континентальную. Но процесс этот был не однонаправленным, а сопровождался тектонической деструкцией, приводившей к формированию новообразованных прогибов с субокеаническим типом коры. По-видимому, различными частями этого бассейна (вновь возникавшего) и являются выполненные сходными кремнисто-вулканогенно-граувакковыми отложениями Ваежско-Алганская и Майницкая зоны.

Сходство формационного состава и структурного положения юрско-меловых комплексов Корякского нагорья и Южной Аляски указывает на то, что их формирование происходило в близких условиях. Процесс тектонического растяжения в поздней юре охватил также обширную территорию южной и юго-западной Аляски, где произошло образование нескольких седиментационных бассейнов, часть из которых формировалась на коре океанического типа. В южной части региона таким бассейном являлась зона Селдовия, выполненная кремнисто-вулканогенными и граувакковыми комплексами. Севернее, в районе Гудньюс, видимо, существовали сходные условия растяжения. Об этом свидетельствуют мощные кремнисто-вулканогенные толщи верхней юры и мела, входящие в группу Гемук. В отличие от зоны Селдовия, где осадконакопление началось на первичной коре океанического типа, бассейн Гудньюс заложился на тектонизированной палеозойской субконтинентальной коре, на что указывают крупные блоки известняков и туфо-терригенных пород палеозоя, также входящих в группу Гемук. Эти бас-

сейны были, видимо, разделены участком континентальной коры, в пределах которого происходило формирование крупного Южно-Аляскинского гранитоидного батолита.

Сходство характера тектонического развития Корякского нагорья и южной Аляски подтверждается также хорошей корреляцией основных этапов тектонических движений. Крупные тектонические перестройки происходили, как было показано выше, практически одновременно. Этапы тектонического сжатия чередовались с этапами растяжения, которое приводило к деструкции уже сформировавшейся коры. Территория южной Аляски в мезозое представляла собой не простую зону перехода континент — океан андийского типа, а сложнопостроенную область, включающую в себя новообразованные моря, островные дуги, желоба, междуговые бассейны.

Основным процессом эволюции земной коры в рассмотренной области является трансформация коры океанической в континентальную, которая вообще происходит двумя способами: автохтонным и аллохтонным [15]. В нашем случае формирование континентальной коры происходило автохтонным способом за счет многократного тектонического совмещения различных формационных комплексов океанической и переходной стадий развития земной коры и последующим их аллохимическим метаморфизмом. Процесс тектонического скупивания определялся в основном последовательным пододвиганием более внешних (по отношению к континенту) частей бассейнов под более внутренние.

Своеобразием Корякского нагорья и южной Аляски является то, что эти области в своем развитии прошли полностью лишь первую стадию указанной трансформации — стадию скупивания масс горных пород. Стадия же метаморфической переработки еще далеко не закончена. Наиболее активно она происходила в кайнозое, о чем свидетельствует массовый кислый и средний вулканизм известково-щелочного типа. Продукты этого вулканизма развиты практически на всей территории Корякского нагорья, что свидетельствует об интенсивных метаморфических, вплоть до полного расплавления, преобразованиях нижних частей коры и верхней мантии. На Аляске для этого этапа характерен гранитоидный магматизм.

По-видимому, вновь возникший гранитно-метаморфический слой рассмотренных областей наращивал более древние континентальные ядра. В сторону Берингова моря мощность субконтинентальной земной коры резко уменьшается, а гранитно-метаморфический слой выклинивается. Зона выклинивания этого слоя приходится на шельф и континентальный склон. Скорее всего это связано с меньшей суммарной мощностью тектонических пластин в этой зоне и как следствие их меньшей метаморфической переработкой. К настоящему времени мощность земной коры в Корякском нагорье достигает 36—40 км. Но отсутствие калиевых гранитоидов и верхних моласс свидетельствует о том, что окончательное становление континентальной земной коры еще не произошло.

Литература

1. Александров А. А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 88 с.
2. Бурлин Ю. К., Архипов В. Е., Иванов М. К. Типы и условия формирования осадочных бассейнов северной части Тихоокеанского тектонического пояса.— Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 3, с. 643—646.
3. Бурлин Ю. К., Куприн П. Н., Калятин О. А., Иванов М. К. Геологическая структура дна Берингова моря и смежных территорий суши.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1972, № 5, с. 50—59.
4. Верба М. Л., Ермаков Б. В. Тектоническое районирование северо-западной части шельфа Берингова моря и прилегающих побережий.— Геотектоника, 1976, № 2.
5. Вишневская В. С., Сухов А. Н., Чехович В. Д. Возраст ватынской серии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 12, с. 71—78.
6. Волобуева В. И., Красный Л. И. Маастрихт-неогеновые отложения восточной части Корякского нагорья. М.: Наука, 1979. 84 с.
7. Гайнанов А. Г., Косминская И. П., Строев А. П. Геофизические исследования глубинного строения Берингова моря.— Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1968, № 8, с. 3—11.

8. Гнибиденко Г. С. Тектоника дна Берингова моря.— Геотектоника, 1973, № 4.
9. Зинкевич В. П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 107 с.
10. Казимиров А. Д. Покровы и палинспастика Алякватваамской зоны (Корякское нагорье).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 9, с. 78—88.
11. Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. 324 с.
12. Пуцаровский Ю. М., Янишин А. Л. Тихоокеанский тектонический пояс.— В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974.
13. Руженцев С. В., Бялобжеский С. Г., Казимиров А. Д., Соколов С. Д. Тектонические покровы и палинспастика Корякского хребта.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 63—80.
14. Руженцев С. В., Марков М. С., Некрасов Г. Е., Бялобжеский С. Г. Краевые моря древних геосинклинальных областей.— Геотектоника, 1977, № 5, с. 95—113.
15. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 220 с.
16. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1980.
17. Шмидт О. А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 1978. 99 с.
18. Barth T. W. F. Geology of the Pribilof Islands, Alaska.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1956, 1028-F, p. 101—160.
19. Brew D. A., Morrel R. P. Correlation of the Sitka Graywacke, unnamed rocks in the Fairweather Range and Valdez Group, south-eastern and south-central Alaska: The U. S. Geol. Surv. in Alaska — Accomplishments during 1978.— Geol. Surv. Circ., 1979, 804-B, p. B123—125.
20. Budnik R. T. The geologic history of the Valdez Group, Kenai Peninsula, Alaska — deposition and deformation at a Late Cretaceous consumptive plate margin: California Univ. at Los Angeles. Ph. D. thesis, 1974. 139 p.
21. Churkin M. I., Carter C. I., Trexler H. I. Collision — deformed Paleozoic continental margin of Alaska — Foundation for microplate accretion.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1980, part 1, v. 91, № 11, p. 648—654.
22. Clark S. H. B. The McHugh Complex of South-Central Alaska.— Geol. Surv. Bull., 1973, 1372-D, p. D1—D11.
23. Connelly W. Uyak Complex, Kodiak Island: A Cretaceous subduction complex.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1978, v. 89, № 5, p. 755—769.
24. Cooper A. K., Marlow M. S. Geologic and geophysical cruise across the outer Bering continental margin: The U. S. Geol. Surv. in Alaska: accomplishments during 1978.— U. S. Geol. Surv. Circ., 1979, 804-B, p. B132—B134.
25. Cooper A. K., Scholl D. W., Marlow M. S. Plate tectonic model for the evolution of the eastern Bering Sea Basin.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1976, v. 87, № 8.
26. Cowan D. S., Boss R. F. Tectonic framework of the south-western Kenai Peninsula, Alaska.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1978, v. 89, № 1, p. 155—158.
27. Cox A., Hopkins D. M., Dalrymple G. B. Geomagnetic polarity epochs, Pribilof Islands, Alaska.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1966, v. 7, № 11, p. 883—910.
28. Hoare J. M., Coonrad W. L. New geologic map of the Godnews — Hagemeister Island quadrangles region, Alaska: U. S. Geol. Surv. in Alaska — accomplishments during 1977.— Geol. Surv. Circ., 1978, 772-B, p. B50—B55.
29. Hopkins D. M., Scholl D. W., Addicott W. O., Pierce R. L., Smith P. B., Wolfe J. A., Gershanovich D., Kotenev B., Lohman K. E., Lipps J. H., Obradovich J. Cretaceous, Tertiary and Early Pleistocene Rocks from the Continental Margin in the Bering Sea.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 80, № 7, p. 1471—1480.
30. Karl S., Decker J., Jones D. L. Early cretaceous radiolarians in the McHugh Complex, south-central Alaska: The U. S. Geol. Surv. in Alaska: accomplishments during 1978.— Geol. Surv. Circ., 1979, 804-B, p. B88—B90.
31. Marlow M. S., Cooper A. K. Mesozoic and Cenozoic structural trends under southern Bering sea shelf.— Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1980, v. 64, № 12, p. 2139—2155.
32. Miller T. P., Patton W. W., Lanphere M. A. Preliminary report on a plutonic belt west-central Alaska.— Geol. Surv. Prof. Paper, 1966, 550-D, p. D158—D162.
33. Nilsen T. H., Moore G. W. Reconnaissance study of Upper Cretaceous to Miocene stratigraphic units, Alaska.— Geol. Surv. Pap., 1979. 32 p.
34. Patton W. W., Lanphere M. A., Miller T. P., Scott R. A. Age and tectonic significance of volcanic rocks on St. Matthew Island; Bering Sea, Alaska.— U. S. Geol. Surv., 1976, v. 4, № 1, p. 67—73.
35. Plafker G., Jones D. L., Pessagno E. A. An Upper Mesozoic accretionary flisch and melange terrain along the Gulf of Alaska margin.— Geol. Soc. Amer. Abs. with Programs, 1977, v. 9, № 7, p. 1131—1132.
36. Platt R. M., Rutstein M. S., Walton F. W., Buschur J. A. Extension of Alaska structural trends beneath Bristol Bay, Bering shelf, Alaska.— J. Geophys. Res., 1973, v. 77.
37. Raymond L. A., Swanson S. E. Recurrent plutonism and accretion of convergent plate margins.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1979. 390 p.
38. Reed B. L., Lanphere M. A. Alaska — Aleutian Range batholith — Geochronology, chemistry and relation to Circum-Pacific plutonism.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, № 8, p. 2583—2610.
39. Scholl D. W., Buffington E. C., Marlow M. S. Plate tectonics and the structural evolution of the Aleutian — Bering Sea region.— Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 1975, № 151, p. 1—32.

УДК 551.241 : 571.64

ЗЛОБИН Т. К.

**СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
МАЛОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

Выполнены глубинные сейсмические исследования методом обменных волн землетрясений на островах Малой Курильской гряды. Установлены особенности глубинного строения земной коры и верхней мантии до глубин 60 км. Выявлены границы обмена, связываемые с малокурильским вулканогенно-осадочным и матакотанским комплексами, поверхностью основания позднемеловой геосинклинали, кровлей «базальтового» слоя и подошвой земной коры. Выделены внутрикоровые и глубинные разломы. Установлена резкая деформация разделов, отождествляемых с основанием позднемеловой геосинклинали и подошвой земной коры. Рассмотрены некоторые особенности геодинамики и магматизма.

Имевшиеся до последнего времени сейсмические данные о глубинном строении земной коры в районе Малой Курильской гряды были получены на профилях ГСЗ, выполненных на прилегающих акваториях Тихого океана [3, 14, 17] и проложенных в основном ортогонально простирацию дуги. В связи с этим сейсмические границы, фиксировавшиеся на глубине 8—10 км и более, начинали прослеживаться на удалении 10—20 км от островов, а граница, отождествляемая с подошвой коры (поверхностью Мохоровичича), — на расстоянии 40—50 км [1, 14]. Таким образом, в результате упомянутых выше исследований особенности глубинного строения непосредственно островного поднятия гряды в полосе шириной от 20—40 (для средней части коры) до 80—100 км (для низов ее) оставались практически неизученными. Наиболее близко к островам Малой гряды располагается ориентированный субпараллельно их простирацию профиль ГСЗ 22 [17]. Однако непосредственно в районе островов (ПК 0—90) он оказался малоинформативен. На отрезке профиля напротив островов построен лишь разрез в изолиниях скорости и не установлено ни одной сейсмической границы. Первая из них выделена лишь начиная с ПК 90, т. е. в районе подводного хребта Витязь в 15—20 км северо-восточнее о. Шикотан.

Поскольку наиболее доступны для прямых геологических наблюдений именно острова гряды, где горные породы обнажаются на дневной поверхности, а подводная часть гряды изучена значительно слабее и дает мало возможности провести геологическую интерпретацию глубинных разрезов, для изучения особенностей глубинной структуры земной коры и верхней мантии непосредственно под островами гряды и сопоставления их с реально наблюдаемым геологическим строением в 1979 г. Сахалинским комплексным научно-исследовательским институтом ДВНЦ АН СССР впервые были выполнены глубинные сейсмические исследования непосредственно на островах Малой Курильской гряды: Шикотан, Полонского, Зеленый, Юрий, Анучина.

Работы проводились методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) с применением пяти автономных сейсмических станций «Черепаша», укомплектованных трехкомпонентными сейсмоприемниками НСП-3 с собственной частотой 1 гц. Сейсмические станции были установлены в 10 точках (рис. 1) в основном на расстоянии 5—7 км друг от друга. Исключением являлся разрыв в районе о. Полонского, где этот интервал составлял 15—25 км.

Наблюдения выполнялись на двух стоянках в течение 47 суток. За это время было зарегистрировано 326 землетрясений с эпицентрными расстояниями от нескольких до 6000 км и более.

Выделение на сейсмограммах обменных волн и их последующая интерпретация проводились в соответствии с критериями и принципами, изложенными в работах [2, 9, 10]. Особенности методики интерпретации в исследуемом регионе отмечены в работах [4, 12]. Используемые в расчетах средние скорости были получены по данным ГСЗ на Южных Курильских островах [12] и профиле ГСЗ 22 [17].

В результате выполненных исследований МОВЗ стало возможным осветить строение земной коры и верхней мантии в интервале глубин от 1 до 140 км и более. Ниже приведен глубинный сейсмический разрез литосферы, построенный до глубин 60 км, и структурные схемы по основным глубинным горизонтам.

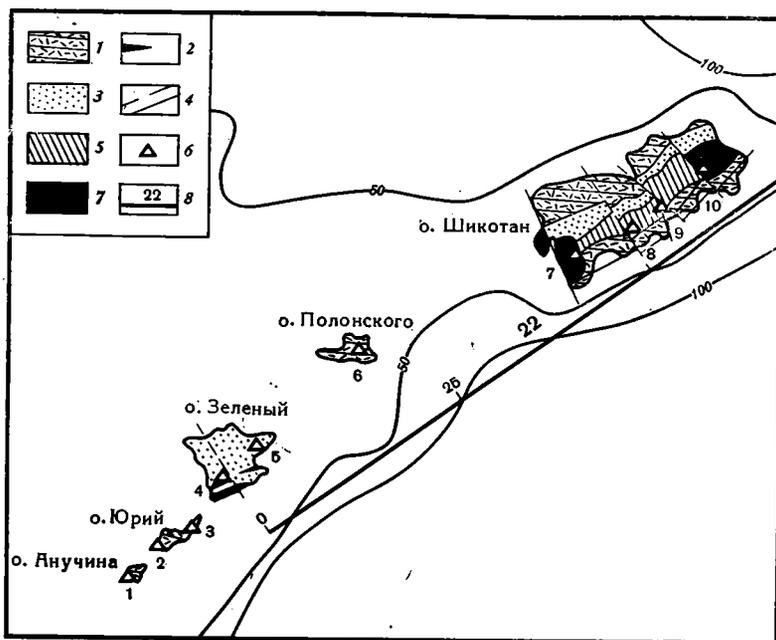


Рис. 1. Схема островов Малой Курильской гряды (по К. Ф. Сергееву, 1976) и расположения сейсмических станций записи

1—5 — литолого-петрографические комплексы: 1 — димитровский (верхний мел, кампан (?)) и матакотанский (верхний мел, кампан); 2 — малокурильский вулканогенно-осадочный (верхний мел, кампан — маастрихт), 3 — ноторо-томаринский (верхний мел — палеоген, маастрихт — даний (?)), 4 — шикотанский (верхний мел (?)), 5 — малокурильский интрузивный (возраст не установлен); 6 — разломы установленные (сплошная линия) и предполагаемые (пунктир); 7 — пункты установки сейсмических станций; 8 — профиль ГСЗ 22 [по 17]; сплошные волнистые линии — изогипсы дна

Прежде чем рассматривать выявленные особенности глубинной структуры Малокурильского геосинклинального поднятия, приведем краткую характеристику его геологического строения. Изучением геологического строения этого района в разные годы занимались Я. Сага, Т. Хиробаяси, Ю. С. Желубовский, Г. П. Вергунов, А. Ф. Прялукhin, Н. А. Соловьева, А. В. Горячев, Э. Н. Казакова, В. К. Гаврилов, Ю. Л. Неверов, Р. И. Родионова, В. И. Федорченко, Т. И. Фролова и др. Последние данные о геологии гряды опубликованы в работах [5, 7, 13, 15].

В результате вышеназванных исследований в пределах Малой Курильской гряды были выделены основные вулканогенно-осадочные и интрузивные комплексы пород, различающиеся как по времени их формирования, так и по литолого-петрографическому составу и структурному положению.

Согласно результатам К. Ф. Сергеева [13], М. И. Стрельцова [15], Э. Н. Казаковой с соавторами [5], схема стратиграфического расчленения образований Малой Курильской гряды в возрастной последова-

тельности представляется в следующем виде: эффузивные (основного, реже среднего состава) и интрузивные (габбро, габбро-диабазы, долериты и базальты) образования димитровского комплекса (верхний мел, кампан (?); вулканогенно-осадочные, эффузивные и интрузивные образования (туфобрекчии, туфоконгломераты и базальты) матакотанского комплекса¹ (верхний мел, кампан); вулканогенно-осадочные отложения (песчаники, алевролиты и аргиллиты) с пластовыми интрузиями щелочных базальтоидов малокурильского комплекса (верхний мел, кампан — маастрихт); эффузивы (лавы и лавобрекчии базальтов, андезито-базальтов и реже андезитов) ноторо-томаринского комплекса (верхний мел — палеоген (?)); габброиды шикотанского интрузивного комплекса (верхний мел (?)). Учитывая роль пород различного происхождения в вышеназванных комплексах, они могут быть представлены в виде следующего ряда: димитровский эффузивно-интрузивный, матакотанский вулканогенно-осадочный, малокурильский вулканогенно-осадочный, малокурильский интрузивный, ноторо-томаринский эффузивный и шикотанский интрузивный [13].

Анализ сейсмических материалов показал, что обменные волны относительно образующих их продольных волн выделяются на временах запаздывания до 15 с и более. Это свидетельствует о том, что литосфера и верхняя мантия под островами Малой Курильской гряды расслоена до глубин не менее 140 км. В интервале глубин от 1 до 60 км установлено семь сейсмических границ I рода. В целом разрез по степени расслоенности может быть разделен на верхнюю, наиболее дифференцированную часть, где до глубин 30 км установлено пять выдержанных границ обмена и нижнюю — от 30 до 50 км, где выделено лишь две границы, причем нижняя — дискретно.

Рассмотрим особенности рельефа и глубин залегания выделенных сейсмических границ обмена.

Самая верхняя граница обмена K_0 плавно воздымается с глубины 1,2 км на юго-западном окончании профиля под о. Анучина до 0,4—0,5 км под проливом, разделяющим острова Юрий и Зеленый (рис. 2). Далее на северо-восток она резко погружается под северо-восточной частью о. Зеленый до глубины около 2 км. В районе о. Полонского первая от поверхности граница обмена устанавливается на глубине 0,6 км. Это единственная сейсмическая граница, выделенная в интервале глубин от 0 до 5 км, и, очевидно, она может быть идентифицирована с выделенной западнее на ПК 1—5 границей K_0 . Под о. Шикотан в рассматриваемом интервале глубин первая сверху граница устанавливается на глубине от 1 (в районе ПК 8) до 2,6—3,0 км (севернее ПК 7 и ПК 9). В целом в разрезе вдоль о. Шикотан геометрия этой границы обрисовывает синклиналь в южной части острова и антиклиналь в центральной (рис. 3, а).

Ниже по разрезу выделена граница обмена K_1 . Она залегает в интервале глубин от 3 до 6 км (см. рис. 2; 3, а). Как в юго-западной части профиля под островами Анучина и Юрий, так и в северо-восточной — под о. Шикотан, поверхность эта резко деформирована и образует систему горст-антиклинальных поднятий и грабен-синклинальных прогибов. В южной части профиля граница K_1 в целом погружается с глубин 3 (под о. Анучина) до 6 км под северным окончанием островов Зеленый и Полонского, претерпевая разрыв в районе северного окончания о. Анучина и южного окончания о. Зеленый и трижды под о. Юрий. В целом по разрезу под о. Юрий устанавливаются два поднятия (до 3 км) границы K_1 и разделяющий их в центральной части острова прогиб с амплитудой 1,2 км и шириной около 3 км. Под о. Зеленый горизонт K_1 плавно погружается с 4,5 до 6 км. На таких же глубинах этот раздел выделяется под о. Полонского. Под о. Шикотан вторая сверху граница обмена, отождествляемая с горизонтом K_1 , выде-

¹ К этому же комплексу, по мнению К. Ф. Сергеева, следует отнести образования так называемой зеленовской свиты.

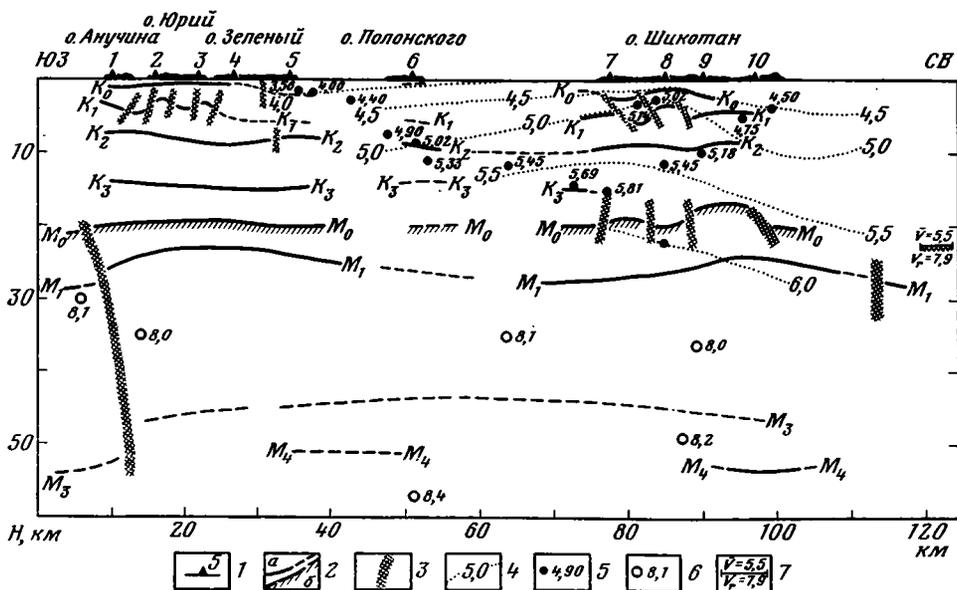


Рис. 2. Глубинный сейсмический разрез земной коры и верхней мантии Малой Курильской гряды

1 — пункты установки сейсмических станций; 2 — границы обмена, связанные с раздлами в земной коре (а) и ее подошвой (б); 3 — разломы; 4—5 — изолинии (4) и значения (5) средних скоростей, полученные вдоль профиля ГСЗ 22 [по 17]; 6 — значения скоростей Р-волн в верхней мантии [по 16]; 7 — положение преломляющей границы, установленной по данным ГСЗ (профиль 22) и отождествляемой Ю. В. Тулиной с поверхностью Мохоровичича; \bar{V} , V_r — значения средней и граничной скорости

ляется уверенно на глубинах 3,5—5,8 км. Так же как и в юго-западной части профиля, горизонт K_1 имеет сложную морфологию и представляет собой структуру чередующихся горстов и грабен. При этом прогиб до 5—8 км устанавливается между ПК 7 и 8 и до 5,5 км между ПК 8 и 9. Резкий подъем границы K_1 (до 3,3 км) выявлен под ПК 8. Между ПК 7 и 8 выделяются три внутрикоровых разлома. Севернее ПК 9 и южнее ПК 7 эта граница выполаживается и залегает слабонаклонно. Рельеф следующей границы обмена, обозначенной как K_2 , слабоволнистый. Глубина залегания варьирует в довольно узком диапазоне (7,5—9,0 км в юго-западной части профиля и 8,8—9,5 км — в северо-восточном) (см. рис. 2). Под южным окончанием о. Зеленый устанавливается плавный прогиб ее до максимальной величины — 9,5 км. Ширина его около 18 км. Форма прогиба — асимметричная синклиналь, северо-восточное крыло которой более крутое и сбросное по разлому в районе ПК 5.

Под о. Шикотан эта граница плавно воздымается с глубины 9,2 км в юго-западной части острова до 8,6 км в северо-восточной. Локальное погружение ее шириной 6—8 км устанавливается по разрезу между ПК 8 и 9.

В плане (рис. 3, б) рельеф этой поверхности представляет собой линейно вытянутый в субмеридиональном направлении прогиб, ось которого проходит между о. Полонского и о. Шикотан и расположена под небольшим углом к простираанию дуги.

Еще положе рельеф следующей границы обмена K_3 , залегающей на глубинах от 14 до 15 км (см. рис. 2). Эта поверхность незначительно прогибается под островами Юрий и Зеленый и центральной частью о. Шикотан. Подъем ее установлен в районе о. Полонского и южного окончания о. Анучина. Ширина складки составляет 40—50 км. Северо-восточнее ПК 7 под о. Шикотан граница K_3 прерывается и более не прослеживается.

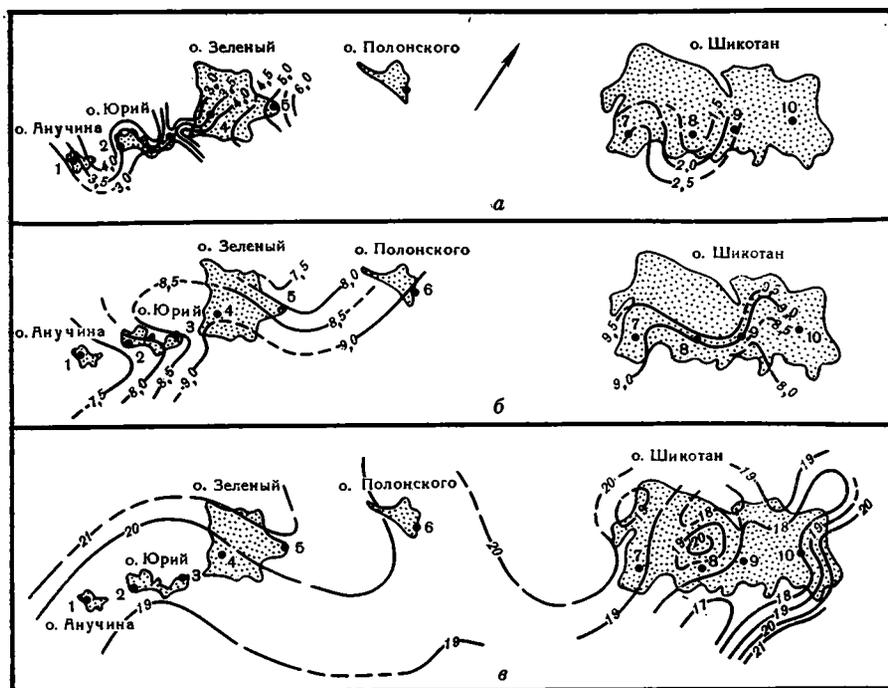


Рис. 3. Структурные схемы по горизонту K_0 и K_1 (а), K_2 (б) и M_0 (в)

Форма рельефа нижележащей границы M_0 в юго-западной части профиля (от о. Анучина до о. Полонского) резко отлична от таковой в северо-восточной (о. Шикотан) части профиля (см. рис. 2). В первом случае эта поверхность практически горизонтально залегает на глубине 19,4—20 км и лишь в крайней южной части профиля осложнена разломом с амплитудой около 1 км. Во втором случае, в районе о. Шикотан, граница M_0 резко воздымается с глубин 20 км на 2—3 км, образуя два поднятия. Наибольший подъем границы расположен между ПК 9 и 10 в северо-восточной части о. Шикотан. В этой половине профиля граница M_0 разбита многочисленными нарушениями, амплитуда перемещения блоков по которым составляет 1—3 км. Наиболее крупные из них ограничивают приподнятый блок шириной около 8 км в районе ПК 9. В плане (рис. 3, в) граница M_0 представляет собой вытянутое в меридиональном направлении валообразное поднятие шириной около 8 км (на глубине 18 км) и протяженностью более 25—30 км. Эта структура, расположенная в северо-восточной части о. Шикотан, замыкается в 5—8 км к северу от пос. Малокурильск и открывается на юге в районе бухты Снежковой. Западнее этого поднятия в районе г. Ноторо устанавливается изометричной формы мульда шириной 3—5 км.

Граница M_1 выделена на глубине 24—27 км и представляет собой в разрезе сопряженную с антиклиналями синклиналь, замок которой расположен в центральной части дуги, между о. Полонского и о. Шикотан. Ширина синклинальной складки около 70 км, амплитуда прогиба около 3 км. Максимальные глубины (27 км) устанавливаются между островами Полонского и Шикотан. Шарниры антиклиналей расположены между островами Юрий и Зеленый и под о. Шикотан (ПК 9 и 10). В краевых частях разреза эта граница, по-видимому, претерпевает разрыв и опущена на 2,5—3 км на юго-западе и 1—1,5 км на северо-востоке соответственно до глубин 29 и 28 км.

Граница M_2 слабовыпуклая в центральной части разреза и залегает в основном на глубине 44—46 км. На юго-западе профиля установ-

лен глубинный разлом с амплитудой 7—8 км. За разломом граница M_2 прослежена на глубине 54 км.

Последняя из представленных на разрезе границ обмена — M_4 прослежена дискретно. Она устанавливается на глубине 52 км между островами Зеленый и Полонского и на глубине 54 км под о. Шикотан.

СКОРОСТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА И ВОЗМОЖНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦ ОБМЕНА

Для скоростной характеристики полученного глубинного разреза Малокурильского геантиклинального поднятия и определения геологической природы выделенных границ обмена сопоставим их с материалами ГСЗ, полученными на прилегающих к Малой гряде акваториях [3, 14 и др.] данными сейсмологии [16] и результатами геологических наблюдений.

Как было показано выше, первая сверху по разрезу сейсмическая граница обмена залегает в основном на глубинах 1,5—2 км под о. Шикотаном и 0,4—2,0 км под остальными островами Малой Курильской гряды. Согласно [13, 15 и др.], на этих глубинах в самых низах разреза, изученного прямыми геологическими методами, есть две основные границы. Это подошвы малокурильского и матакотанского вулканогенно-осадочного комплексов. Поскольку известно [13 и др.], что вдоль северо-западных побережий островов Шикотан и Зеленый, а также по юго-восточному побережью о. Шикотан (зеленовская свита) прослеживаются образования матакотанской и зеленовской свит, выходящие на дневной поверхности, а граница K_0 залегает везде под Шикотаном на глубинах более 1,5 км и на глубинах более 0,5—2,0 км под о. Зеленый и не выходит на дневную поверхность, очевидно, что ее можно связывать только со второй из них, а именно с подошвой матакотанского комплекса. В таком случае по данным выполненных исследований МОВЗ можно установить полную мощность разреза, включающего шикотанский, ноторо-томаринский, малокурильской и матакотанский комплексы. Ее величина (1,5—2 км под о. Шикотан) соответствует геологическим данным [13], согласно которым она равна или более 1700 м.

Сопоставление глубин залегания границы K_0 в пределах Малокурильского поднятия (1—3 км) с глубиной залегания первой сверху преломляющей поверхности (1—4 км), установленной по данным ГСЗ [3, 8, 14] на склоне о. Шикотан, в районе хр. Витязь и Южных Курильских островов позволяет предположить их соответствие. Исходя из этого можно заключить, что значение граничной скорости (V_r) вдоль границы K_0 может иметь значения от 4,6 до 5,0—5,4 км/с.

Следует отметить, что поскольку между о. Полонского и островами Шикотан и Зеленый существует значительный разрыв в наблюдениях (соответственно 25 и 15 км), то идентификация границы K_0 , а также нижележащей K_1 между ПК 5 и ПК 7 не исключает другие варианты интерпретации.

Ниже по разрезу МОВЗ установлена граница обмена K_1 . Глубина залегания ее составляет 3,4—5,8 км. Согласно данным ГСЗ, на прилегающих акваториях [3] в этом диапазоне глубин ($H=5,0—5,5$ км) также выделяется преломляющий горизонт, граничная скорость вдоль которого составляет 6,2—6,3 км/с. На этих же глубинах (6 км) в районе хр. Витязь Ю. В. Тулина [17] установила преломляющий горизонт, значение V_r вдоль которого составило 6,0—6,2 км/с. Соответствие глубин залегания границ обмена K_1 и этих преломляющих горизонтов позволяет заключить, что они связаны с одним и тем же сейсмическим разломом в земной коре.

Геологическая природа этого раздела не вполне ясна. Можно лишь напомнить, что подобные акустические характеристики на о. Сахалин,

например, свойственны кровле комплекса метаморфических пород вальзинской серии условно средне- и верхнепалеозойского возраста. Однако, учитывая широкое проявление в осевой зоне близлежащего о. Хоккайдо процессов позднемезозойского метаморфизма, более правильно, видимо, рассматривать этот сейсмический раздел в качестве поверхности позднемеловой геосинклинали, разрез которой начинается образованиями матакотанского комплекса.

Следующая сейсмическая граница обмена (K_2) выделена по данным МОВЗ на глубине 8,8—9,5 км под о. Шикотан и 7,5—9,5 км под остальными островами Малой гряды. Как и для вышеописанных разделов устанавливается хорошее соответствие этих границ обмена с преломляющими горизонтами, выделенными по данным ГСЗ на прилегающих к островам акваториях. Здесь на профиле, ортогональном к о. Шикотан, установлен сейсмический раздел на глубине 8 км [14], в районе Южно-Курильского пролива — 9—10 км [3] и в районе хр. Витязь — 8—13 км [17]. Значения граничных скоростей вдоль этих горизонтов соответственно составили 6,6—6,9, 6,7 и 6,5—7,2 км/с.

Трактовка геологической природы границы обмена K_2 еще более сложна. Исходя же из глубины залегания этой границы, значений скоростей распространения упругих волн вдоль нее и общей геологической ситуации можно заключить, что раздел K_2 является кровлей так называемого базальтового слоя земной коры.

При интерпретации материалов ГСЗ Э. Г. Жильцов и др. [3] границу с $V_r=6,9$ км/с связывали с областью повышенного метаморфизма, образовавшейся при внедрении мантийного материала и переработавшей континентальную кору. В работе [14] горизонт с $V_r=6,4$ км/с отождествляется с подошвой осадочно-вулканогенных образований и кровлей консолидированной коры.

Природа границы K_2 неясна. Можно лишь констатировать, что она залегает внутри «базальтового» слоя и исчезает в районе о. Шикотан.

Одним из основных разделов в литосфере является поверхность Мохоровичича, отождествляемая с подошвой земной коры. С этим разделом может быть отождествлена граница обмена M_0 , залегающая на глубине 17—20 км. Основой для этого служит ее соответствие отчетливо фиксируемой на глубине 15—22 км в зоне, включающей Малую Курильскую гряду и хребет Витязя, границе M с обычными для нее скоростями 7,8—8,0 км/с [17].

Общее представление о распределении скоростей в земной коре в северо-восточной части Малой Курильской гряды дают изолинии средних скоростей (\bar{V}), приведенные Ю. В. Тулиной [17] по профилю ГСЗ 22 и вынесенные нами на разрез МОВЗ (см. рис. 2). Согласно этим данным, значение \bar{V} в земной коре под о. Шикотан изменяется от 4,5 км/с на глубине около 1 км до 6,0 км/с на глубинах от 20 до 28 км. Характерной особенностью распределения \bar{V} является четко выраженный подъем изолиний скорости в центральной части о. Шикотан ПК 8. Так, например, изолиния $\bar{V}=5,0$ км/с, проходящая под о. Полонского и северо-восточнее о. Шикотан, на глубине 10 км поднимается в средней части о. Шикотан до 3 км. Сопоставление полученных структурных данных и положения изолиний \bar{V} показывает, что подъему последних в районе ПК 8 отвечает резкий и хорошо выраженный подъем границ обмена K_0 и K_1 .

Для скоростной характеристики глубинного разреза ниже границы M_0 , на глубинах от 30 до 60 км были привлечены результаты исследований мозаики скоростей P -волн в верхней мантии Курило-Японского региона Р. З. Тараканова и Ким Чун Уна [16]. В этой работе дано поле скоростей по профилю Хатинохе (о. Хоккайдо) — о. Шикотан. Это позволяет рассмотреть распределение скоростей под Малой Курильской грядой. Согласно [16], на глубине 30—35 км скорость имеет чередующиеся значения 8,0—8,1 км/с, на 50 км под о. Шикотан $V=8,2$ км/с, а на глубине 57 км под о. Полонского — 8,4 км/с. Ниже по разрезу Хатинохе — о. Шикотан на глубинах 80—120 км под юго-за-

падной половиной Малой Курильской гряды выделяется блок с повышенными скоростями — 8,5—8,6 км/с.

О геологической природе мантийных границ M_1 — M_4 в настоящее время, очевидно, говорить преждевременно. Можно лишь отметить, что согласно В. И. Федорченко и Р. И. Родионовой [18] в районах островных дуг, в известково-щелочных лавах которых преимущественно распространены габбровые ксенолиты, под границей M , судя по всему, залегают уплотненные габбро-пироксен-плагиоклазовые гранулиты, представляющие собой опущенные и благодаря сильному разогреву недр неэклогитизированные образования нижних частей земной коры, под которыми следует ожидать наличие собственно мантийных пород (перидотитов, эклогитов). Наличие глубинных границ обмена, возможно, связано с этими образованиями.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОДИНАМИКИ И МАГМАТИЗМА

По данным МОВЗ в земной коре и верхней мантии Малой Курильской гряды на глубинах от 1—2 до 50 км по названным ранее критериям [4] выделен ряд внутрикоровых и глубинных разломов. Первые устанавливаются в верхней части коры на глубине от 1 до 6 км, вторые — в низах ее и в верхней мантии на глубинах от 20 до 50 км.

Внутрикоровые нарушения связаны главным образом с резко деформированной границей K_1 , соответствующей, по-видимому, поверхности основания позднемеловой геосинклинали. Амплитуды перемещения блоков по этим разломам составляют от нескольких сотен метров до 2 км. Практически все эти разломы хорошо коррелируются с разрывными нарушениями, установленными в результате прямых геологических наблюдений на островах (см. рис. 1, 2).

Заложение выделенных внутрикоровых разломов и деформация раздела K_1 связаны, возможно, со складчатостью, проявившейся в кампан — маастрихте, причиной которой могло быть, по мнению Ю. М. Пущаровского и Е. Н. Меланхолиной [11], тангенциальное сжатие блоков Малой Курильской гряды северо-западного направления. Это согласуется с выводом Е. Н. Меланхолиной [7] о том, что маастрихтское время было началом явлений скупивания коры и деформаций сжатия на значительных площадях эвгеосинклинали области.

Можно, видимо, также заключить, что с этими разрывами связано образование эффузивных комплексов гор Ноторо и Томари, а также массивов габброидов, время становления которых во всей Малокурильской зоне представляется в маастрихте [7].

Анализ полученного разреза показывает, что вышеназванные разломы, возможно, отвечают нарушениям границ M_0 и M_1 , установленным на глубине 17—28 км под о. Шикотан. В таком случае с ними могла быть связана миграция базальтовой магмы из нижних горизонтов литосферы, а источник базальтовых расплавов был расположен на глубинах 15—20 км и более, т. е. в нижней части «базальтового» слоя или самых верхах верхней мантии, о возможности чего писали В. И. Федорченко и Р. И. Родионова [18]. Этот вывод находит также косвенное подтверждение в исчезновении под о. Шикотан в «базальтовом» слое границы K_2 , которая северо-восточнее разлома на ПК 7 не прослеживается. Исчезновение этой границы может быть связано с интрузией, при внедрении которой фронт метаморфизма проплавил нижние горизонты коры. Сопоставляя это с данными гравиметрии [6], можно заключить, что здесь имеет место некое ядро плотных пород, вероятнее всего, габбрового состава. Последнее предположение основывается на результатах интерпретации геологической природы аномального гравитационного поля южной части Курильской островной дуги В. Ю. Косыгиным и Ю. А. Павловым [6], согласно которым под о. Шикотан

непосредственно под осадочным слоем выделяется и распространяется вплоть до подошвы земной коры уплотненное тело, мощность которого по их данным составляет 12—17 км, а средняя избыточная плотность около 2,9—3,0 г/см³. Поскольку такая плотность, как правило, характерна для основных интрузивных пород, а на Шикотане широко распространены габброиды шикотанского интрузивного комплекса, В. Ю. Косыгин и Ю. А. Павлов [6], а вслед за ними и Е. Н. Меланхолина [7] отождествляют это тело с зоной развития габброидов, пронизывающих земную кору.

На основании близости габброидных массивов Шикотана и состава глубинных слоев, представляющих основание эвгеосинклинали, изученных по ксенолитам В. И. Федорченко и Родионовой [18], Е. Н. Меланхолина [7] пришла к выводу, что «в пределах Малых Курил габброидные аллохтоны могут представлять собой фрагменты геофизического «базальтового» слоя коры, перемещенные к северо-западу и выведенные на поверхность в результате обдукции» (с. 134).

Самый глубинный на представленном разрезе разлом, выявленный на крайнем юго-западе профиля, где он нарушает границы M_0 , M_1 и M_2 , и прослеживается на глубинах от 20 до 52 км. Нарушение это, видимо, относится к типу взбросов. Приподнято в данном случае северо-восточное крыло. Амплитуда перемещений по нему увеличивается с глубиной от 1 (на границе M_0) до 5—6 км на границе M_2 .

Связывая образование тектонического нарушения в верхней части коры на ПК 8 и в низах ее на ПК 10 с разломом в верхней мантии в 10—12 км северо-восточнее о. Шикотан, можно допустить, что они представляют собой единую разломную зону. Если же рассматривать блок литосферы, заключенный между этой зоной и юго-западным глубинным разломом (взбросом) в целом, то поднятие Малой гряды можно представить как единую надвиговую (поднятую) структуру.

Таким образом, глубинные сейсмические исследования методом обменных волн землетрясений, выполненные на островах Малой Курильской гряды, позволили установить особенности строения земной коры и верхней мантии до глубин 60 км, выявить границы обмена, связываемые с вулканогенно-осадочными образованиями матакотанского комплекса, поверхностью основания поздне меловой геосинклинали, кровлей «базальтового» слоя и подошвой земной коры. При этом были выделены внутрикоровые и глубинные разломы, установлена резкая деформация разделов, отождествляемых с основанием поздне меловой геосинклинали и подошвой земной коры, рассмотрены некоторые особенности геодинамики и магматизма.

Литература

1. Алексеев Б. В., Жильцов Э. Г., Суворов А. А., Куликов А. А. Новые данные о глубинном строении земной коры в районе Южных Курильских островов.— Геол. и геофизика, 1972, № 4, с. 107.
2. Булин Н. К., Сытин Ю. И. Опыт применения сейсмических исследований для изучения строения земной коры на территории Туркмении.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1960, с. 38—39.
3. Жильцов Э. Г., Голтвяница И. Г., Суворов А. А. Глубинное строение окраин острова Шикотан.— В кн.: Геологическая интерпретация сейсмических наблюдений в Дальневосточном регионе. ДВНЦ АН СССР. Южно-Сахалинск, 1978, с. 42—48.
4. Злобин Т. К., Попов А. А., Федорченко В. И. Строение земной коры юга острова Кунашир по данным МОВЗ.— Геотектоника, 1981, № 2, с. 107—115.
5. Казакова Э. Н., Сергеев К. Ф., Стрельцов М. И. О стратиграфии вулканогенно-осадочных образований Малой Курильской гряды.— Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 25. Новоалександровск, 1970, с. 117—124.
6. Косыгин В. Ю., Павлов Ю. А. Геологическая природа аномального гравитационного поля южной части Курильской островной дуги.— Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 3, с. 672—675.
7. Меланхолина Е. Н. Габброиды и параллельные дайки в структуре острова Шикотан Малая Курильская гряда.— Геотектоника, 1978, № 3, с. 128—136.
8. Минаев Ю. Н., Суворов А. А. Пространственное сейсмическое зондирование в районе Южных Курильских островов.— В кн.: Сейсмичность и механизм очагов земле-

- трясений Дальнего Востока. Южно-Сахалинск; СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 103—107.
9. Померанцева И. В. Методика интерпретации обменных проходящих волн, регистрируемых станциями «Земля».— Прикл. геофизика, 1968, вып. 53, с. 37—61.
 10. Померанцева И. В., Мозженко А. Н. Сейсмические исследования с аппаратурой «Земля». М.: Недра, 1977, с. 256.
 11. Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н. Тектоника северо-запада Тихого океана.— Геотектоника, 1981, № 1, с. 5—18.
 12. Результаты комплексных геолого-геофизических исследований Курило-Камчатского глубоководного желоба и глубинное строение юга Курильской островной дуги. Т. II. 1980. М.: ВНИИЦ, № Б 930045.
 13. Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 239 с.
 14. Суворов А. А., Жильцов Э. Г. Результаты ГСЗ в районе южной группы Курильских островов.— Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР. Южно-Сахалинск, 1972, вып. 26, с. 74—81.
 15. Стрельцов М. И. Дислокации южной части Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976. 132 с.
 16. Тараканов Р. З., Ким Ч. У. Мозаика скоростей Р-волн в верхней мантии Курило-Японского региона.— Вулканол. и сейсмология, 1979, № 1, с. 82—96.
 17. Тулина Ю. В. Детальные сейсмические исследования земной коры у Южных Курильских островов.— В кн.: Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М.: Наука, 1969, с. 90—96.
 18. Федорченко В. И., Родионова Р. И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1975. 140 с.

СахКНИИ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
4.У.1982

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.242.51(571.56)

КАНАНА Я. Ф.

К ВОПРОСУ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ
ЮЖНО-ЯКУТСКОГО УГОЛЬНОГО БАССЕЙНА¹

В рассматриваемой статье обосновывается наличие крупного тектонического покрова докембрийских пород Станового хребта, перекрывающего с юга угленосную мезозойскую толщу Южной Якутии. В указанной статье доказывается, что широко распространенные здесь угли средних стадий углефикации (Ж, К) метаморфизованы при погружении на большую глубину не в результате постепенного накопления более молодых осадочных пород, а вследствие тектонического перекрытия угленосной толщи мощным аллохтоном докембрийских пород. По этому поводу уместно сделать ряд замечаний, основанных на фактах, не учтенных автором рассматриваемой статьи.

Прежде всего необходимо отметить, что сохранившаяся часть аллохтона залегает на различно метаморфизованных угленосных отложениях от стадии ГЖ в Усмунской синклинали до стадии Т в зоне Алданского поперечного поднятия [1]. Это может быть следствием одной из двух возможных причин — либо аллохтон образовался после завершения процесса метаморфизма углей и размыва верхней части осадочной толщи, либо мощность тектонического покрова была весьма неравномерной. Для решения этого важного вопроса необходимо рассмотреть закономерности метаморфизма углей на площади Алданского поперечного поднятия и их причины. Мощность юрских отложений на площади поднятия соответствует мощности тех же пород в наиболее погруженной южной части Чульманской синклинали, что свидетельствует в пользу постседиментационного времени образования поднятия [9]. Сужение полосы выходов юрских отложений на площади поднятия по сравнению со смежными впадинами также свидетельствует в пользу позднемезозойского тектонического воздымания, в результате чего эрозионный срез на поднятии оказался более глубоким. Алданское поперечное поднятие отчетливо выделяется и в домезозойском фундаменте [6]. Следовательно, юрская угленосная толща подвергалась более глубокому эрозионному срезу на площади поднятия по сравнению со смежными впадинами. Аналогичные закономерности метаморфизма углей в некоторых зонах поперечных поднятий, образовавшихся позднее линейной складчатости, наблюдаются в Кузнецком и Донецком бассейнах [7]. Следовательно, перед образованием Алданского поперечного поднятия наиболее метаморфизованные угли располагались в субширотной полосе в южной части впадины. В то же время, как установлено по многочисленным скважинам, степень метаморфизма углей увеличивается с глубиной согласно правилу Хильта. Таким образом, поперечным поднятием выведены на уровень эрозионного среза более метаморфизованные угли. При этом Алданское поперечное поднятие, являясь антиклинальным перегибом оси Усмуно-Чульманской синклинали, вызвало сужение полосы мезозойских пород.

Следующим важным этапом является выяснение вопроса — участвовал ли аллохтон в поперечной складчатости, т. е. оказало ли Алданское поперечное поднятие влияние на аллохтон. В [4] отмечается что амплитуда горизонтальных перекрытий покрова докембрийских пород существенно различна в разных его частях. Она минимальна в районе Алданского поперечного поднятия, где составляет несколько сотен метров, в южной части Чульманской синклинали достигает 5 км, а на юге Усмунской синклинали составляет 15 км. При этом в Усмуно-Чульманском районе наблюдается отчетливая связь между амплитудой горизонтального перекрытия и степенью метаморфизма углей в полосе, примыкающей к фронтальной части покрова, — чем выше степень метаморфизма, тем меньше амплитуда перекрытия. Эта закономерность может быть объяснена только тем, что аллохтон также участвовал в поперечной складчатости, и в местах с более интенсивным воздыманием, что выражается большей степенью метаморфизма, уничтожена в результате эрозии большая часть козырька аллохтона. Таким образом, как будто бы подтверждается предположение [8] о том, что метаморфизм углей вызван погружением их на большую глубину в результате развития мощного тектонического покрова. Но имеется ряд фактов, явно противоречащих такому предположению, поэтому их необходимо рассмотреть.

На площади Тимптонского поднятия фронтальная часть покрова залегает непосредственно на породах архейского кристаллического комплекса фундамента. В то же время на примыкающих к Тимптонскому поднятию с востока и запада площадях развития юрских угленосных отложений не наблюдается их генетического выклинивания, не установлено изменения их литологического и фациального состава [9]. Зна-

¹ По поводу статьи В. В. Кулакова «Некоторые особенности структуры Южно-Якутского каменноугольного бассейна» (Геотектоника, 1982, № 4, с. 36—41).

чит, юрские отложения были размыты до образования тектонического покрова. Не наблюдается также генетического выклинивания юрских отложений на Алданском поперечном поднятии, на площади которого, следовательно, они были частично уничтожены до образования покрова.

В Алдано-Чульманском районе по крупным разломам субширотного или северо-западного простирания нередко отмечается смещение отложений с равно метаморфизированными углями. Это явление свидетельствует о том, что по меньшей мере заключительная стадия движения по этим разломам происходила после завершения процессов метаморфизма углей [11].

На структурно-тектонической схеме, приложенной к рассматриваемой статье, к сожалению, не показан Верхнетимптонский грабен, расположенный в верхнем течении р. Тимптон в 20—25 км южнее Окурданского грабена, в свою очередь являющегося крайней юго-восточной частью Чульманской впадины. В Верхнетимптонском грабене, размер которого составляет 20×8 км, нижнемеловая толща залегает непосредственно на архейских породах, свидетельствуя о том, что в раннемеловое время Южно-Якутский прогиб продолжал расширяться [9]. Верхнетимптонский грабен трудно отнести к разряду «эрозионных окон» из-за низкой степени метаморфизма углей, представленной стадией Г [9, 10], так как не ясно, как мог оказаться севернее в прогибе тектонический покров, вызвавший более интенсивный метаморфизм углей по сравнению с Верхнетимптонским грабеном. Если же этот грабен не является «эрозионным окном», то за счет чего нижнемеловая толща грабена погружалась на глубину около 2,5 км, необходимую для образования газовых углей. Очевидно, должна была существовать верхнемеловая перекрывающая толща. Сохранившиеся в 150 км к северу от Южно-Якутского бассейна юрские отложения Центрального Алдана с плотностью песчаников $2,34 \cdot 10^3$ кг/м³ [2] по степени эпигенеза согласно типовому петрофизическому разрезу [3, 6] соответствуют газовой стадии метаморфизма углей и погружались на глубину около 3,0 км. Следовательно, в этом районе также существовала достаточно мощная толща перекрывающих пород с указанной выше мощностью, так как мало вероятно, чтобы тектонический покров достигал района Центрального Алдана.

Вышеприведенные факты позволяют сделать следующие выводы:

- 1) процесс метаморфизма углей Южно-Якутского бассейна завершился до образования тектонического покрова;
- 2) значительная часть мезозойской толщи перед образованием тектонического покрова была уничтожена эрозионными процессами;
- 3) не исключено, что угленосная толща, залегающая под надвигом, может быть поражена мелкоамплитудными тектоническими нарушениями, поэтому ее промышленную ценность следует прогнозировать с осторожностью.

Литература

1. Бредихин И. С. Южно-Якутский (Алданский) угольный бассейн.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 9, кн. 2. М.: Недра, 1973, с. 6—117.
2. Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1967. 514 с.
3. Гречухин В. В. Закономерности регионального метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород.— Сов. геология, 1971, № 5, с. 21—37.
4. Данкевич И. В., Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Глубинное строение южного ограничения Алданского щита в районе Чульманской впадины.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 85—95.
5. Данкевич И. В., Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Рельеф фундамента Чульманской впадины и природа Южно-Чульманского разлома.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3. М.: Наука, 1970, с. 174—179.
6. Канана Я. Ф. Закономерности метаморфизма углей Алдано-Чульманского района.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1980, № 1, с. 74—78.
7. Канана Я. Ф. К вопросу метаморфизма углей Южно-Якутского бассейна.— Литол. и полезн. ископ., 1982, № 2, с. 112—115.
8. Кулаков В. В. Некоторые особенности структуры Южно-Якутского каменноугольного бассейна.— Геотектоника, 1982, № 4, с. 36—41.
9. Сяндюков Ш. А. Условия накопления угленосных отложений в центральной части Южно-Якутского бассейна. Новосибирск: Наука, 1974. 78 с.
10. Фролов В. И. Метаморфизм углей Алдан-Чульманского района. Новосибирск: Наука, 1975. 76 с.
11. Фролов В. И., Власов В. М., Каримова С. С., Прилуцкий А. М., Сяндюков Ш. А. Метаморфизм углей Южно-Якутского бассейна.— В кн.: Стратиграфия, палеогеография, литология Южно-Якутского угольного бассейна. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та. Л.: Наука, 1979, вып. 306, с. 82—86.

Тематическая экспедиция
п/о «Укруглегеология»

Поступила в редакцию
10.XI.1982

ХРОНИКА

УДК 551.242+551.24.02

ПРОБЛЕМЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ

Структурная геология и экспериментальная тектоника занимают важное место в современной геотектонике. За последние годы различными исследовательскими коллективами в этих разделах тектонической науки получены существенные результаты как в изучении морфологии и закономерностей пространственного размещения геологических тел, так и в исследовании механизма их образования, определяемого деформационными процессами. Назрела необходимость обсуждения на всесоюзном уровне указанных достижений, так как за прошедшие почти полтора десятка лет в стране не проводились совещания такого ранга по структурной геологии и экспериментальной тектонике. Поэтому Институт геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР выступил инициатором и организатором всесоюзного симпозиума «Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии» с целью подведения итогов в этой области науки и определения дальнейших путей развития экспериментальной тектоники и структурной геологии.

Симпозиум состоялся с 13 по 15 октября 1982 г. в Новосибирске, в Институте геологии и геофизики СО АН СССР. В его работе приняло участие более 130 человек от 27 научно-исследовательских и производственных организаций АН СССР, АН союзных республик, Мингео СССР, МВО СССР, Мингазпрома и др. Было заслушано и обсуждено более 50 докладов, вызвавших большой интерес слушателей.

Открыл симпозиум вице-президент АН СССР, академик А. Л. Яншин. Во вступительном слове он остановился на главных задачах симпозиума: подведение итогов, обсуждение принципов моделирования в современной геологии, ближайшие задачи экспериментальных работ. А. Л. Яншин указал, что моделирование является важным моментом в научных исследованиях как средство проверки гипотез. Однако экспериментатор не располагает «временем» для моделирования геологического явления. Поэтому очень важно обосновывать принцип подобия процессов в эксперименте и в природных условиях, особенно по фактору времени — одному из важнейших параметров геологии.

Было зачитано вводное сообщение председателя оргкомитета симпозиума членакор. И. В. Лучицкого об основных задачах эксперимента в геологии на современной стадии ее развития.

Общие вопросы и методология тектонического эксперимента обсуждались С. И. Шерманом, В. И. Громиним, В. Ю. Забродиним, Д. Н. Осокиной, А. В. Лукьяновым, А. А. Бабичевым и др.

С. И. Шерман подчеркнул значение методов переменного и статического нагружения, центрифугирования и фотоупругости в экспериментальной тектонике. Он привел основные физические уравнения и критерии, которые необходимо учитывать при физическом моделировании. Автор обратил внимание на то, что многие эксперименты в тектонике в настоящее время идут без обоснования подобия. Особенно это относится к экспериментам на центрифуге и на оптически изотропных материалах. Во многих случаях выводы, базирующиеся на названных методах исследования, носят качественный характер. Докладчик указал на необходимость использовать эксперимент и для количественного прогноза геологических явлений и структур, что отвечает требованиям текущего дня.

В. И. Громин отметил необходимость предъявления строгих требований к эксперименту. Последний не должен быть только иллюстрацией к структурной геологии, что, к сожалению, еще встречается у некоторых экспериментаторов. Принимая во внимание трудность использования теории подобия во всей группе экспериментов, В. И. Громин предлагает делить их на две группы: а) опыты с использованием эквивалентных материалов, при постановке которых необходим анализ критериев подобия; б) опыты с использованием природных материалов, при постановке которых многие множители подобия могут быть приравнены единице. Последнее существенно облегчает моделирование, но накладывает масштабные ограничения на распространение выводов на крупные природные объекты. Параллельно В. И. Громин поднял вопрос о необходимости учитывать при моделировании гетерогенность геологической среды.

Д. Н. Осокина сделала исторический обзор и привела основные результаты моделирования тектонических полей напряжений с помощью поляризационно-оптического метода.

А. В. Лукьянов в своем выступлении наметил связь периодичности развития геологических процессов с внутренними особенностями геологических систем, генерирующих собственные колебания. Близкий по тематике доклад представили также В. В. Зинь-

ков, И. Г. Щерба, которые проанализировали автоколебательные системы в бассейне седиментации.

Характеристике полей напряжений в зонах скалывания был посвящен доклад П. М. Бондаренко и И. В. Луцицкого. Авторы провели сравнительное изучение моделей зон скалывания, образующихся в сложных условиях. Сделан вывод о зависимости поля напряжений зон скалывания от способов приложения сдвиговых усилий, а также от особенностей строения региональных полей напряжения. Изучению полей напряжений различными методами были посвящены также доклады В. Ю. Буддо и В. А. Трускова, Г. М. Курбанаева и др.

В. Г. Гутерман изложил результаты моделирования разломно-магматических процессов с применением центрифуги. Автор показал, что вероятен разломно-магматический способ установления изостатической уравновешенности земной коры: образование магматической коры происходит одновременно с ее заполнением расплавов, перемещающимся с одного глубинного уровня на другой.

Значительная часть докладов была посвящена проблемам структурной геологии, связанным с тектоническим моделированием и экспериментом. Е. И. Паталаха рассмотрел вопросы сдвигового ламинарного течения горных пород, подчеркнув, что оно определяет формирование практически всех парагенезов структурных форм в складчатых областях. Свои выводы он подтвердил наблюдениями природных объектов и экспериментами на парафиновых моделях. Особенности горизонтального послойного течения горных пород были освещены в докладе Ю. В. Миллера.

А. В. Вихерт свое выступление посвятил экспериментальному исследованию конвективных складчатых деформаций, показав хорошее соответствие результатов экспериментов наблюдениям природных объектов. Проблема механизма образования складчатости обсуждалась также в докладе М. А. Гончарова, Ю. М. Горелова, Н. Б. Лебедевой, в выступлениях В. И. Китыка, А. Н. Бокуна, а также в отдельном докладе М. А. Гончарова, который использовал в структурной геологии представления о «свободных» и «вынужденных» механических процессах. В. С. Милеев доложил результаты изучения морфологии и механизма образования будин и предложил оригинальную схему опыта по воспроизведению будинажа на эквивалентных материалах. Проблемы образования будинажа обсуждались также А. И. Мельниковым и О. В. Грабковым. В ряде выступлений были приведены материалы по разломам и областям их активного динамического влияния (С. А. Борняков, В. В. Ружич, Р. М. Лобацкая, В. А. Саньков и др.). Л. М. Плотников предложил новый методический прием моделирования любых тектонических структур, основанный на учете волновых свойств полей механических процессов, свойственных конкретным районам (доклады Т. В. Гиоргобани по Большому Кавказу, С. С. Сердюк по Северо-Восточному Таймыру и др.).

Большое внимание участниками симпозиума было уделено поискам путей увеличения эффективности экспериментально-тектонических исследований в решении задач практической геологии. В ряде общих и методологических докладов подчеркивалась в связи с этим необходимость дальнейших, более строгих разработок теории подобия и более точного соблюдения требований этой теории при выполнении тектонических опытов. На симпозиуме были доложены также результаты конкретного использования экспериментальной тектоники в исследованиях рудных полей и месторождений (Ш. Д. Фатхуллаев, В. А. Филонюк, П. В. Уткин и др.).

В ряде докладов обсуждались вопросы постановки прикладной геологической задачи для целей тектонического моделирования (В. А. Ржаницын, Г. В. Заика-Новацкий, В. А. Нестеровский).

На симпозиуме выступил акад. Ж. С. Ержанов, доклад которого был посвящен механике тектонического развития Земли. Значительное внимание он уделил таким тектоническим факторам, как вращение Земли и взаимодействие Земли с Солнцем, Луной и другими планетами.

Участники симпозиума отметили высокий научный уровень многих работ по экспериментальной тектонике. В то же время в решении симпозиума было указано на необходимость более строгого соблюдения критериев подобия и разработки новых эквивалентных материалов с учетом гетерогенности и сложных реологических свойств реальных геологических сред. Подчеркнута также недостаточная координация исследований, проводимых в данной области науки различными организациями. Поэтому участники симпозиума рекомендовали создавать при Межведомственном тектоническом комитете секцию «Структурная геология и экспериментальная тектоника» с целью координации исследований, приобретающих в геотектонике все большее значение.

Бондаренко П. М., Громин В. И., Шерман С. И.

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Структуры континентального ряда, развитие которых связано с возобновлением, оживлением активных тектонических и магматических процессов в областях континентальных плит, в которых ранее было завершено формирование гранито-гнейсового слоя или зрелой континентальной коры, в последние десятилетия привлекают большое внимание геологов. В классификационном ряду тектонических форм у разных исследователей они занимают различное место, а некоторые авторы выделение этого класса структур в особую категорию считают нецелесообразным. Однако в настоящее время именно эти структуры привлекают внимание практиков, так как с ними связан широкий спектр полезных ископаемых, таких как редкие и цветные металлы, золото, полиметаллы и целый ряд других полезных ископаемых осадочного и органогенного происхождения.

Особенно широкое развитие структуры этого класса в мезозое получили на востоке Азиатского континента во внешней зоне Тихоокеанского рудного пояса. Поэтому не случайно, что научно-исследовательские организации Сибири и Дальнего Востока уделяли и уделяют большое внимание изучению структур тектоно-магматической активизации континентального ряда.

С 2 по 7 сентября 1982 г. в г. Чите проводилась XIV сессия Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Она была посвящена проблемам тектоники активизированных областей, которые обсуждались на примере Монголо-Охотского пояса и Алдано-Становой области.

В работе сессии приняли участие 155 специалистов из научно-исследовательских и производственных организаций Благовещенска, Владивостока, Еревана, Иркутска, Ленинграда, Львова, Москвы, Новосибирска, Свердловска, Улан-Удэ, Хабаровска, Читы и Якутска. Участников сессии приветствовал секретарь Читинского обкома КПСС т. Г. П. Герасимович, отметивший огромную роль геологоразведочных работ в народном хозяйстве области.

В докладах пленарного заседания сессии были подняты важные вопросы закономерностей размещения, строения классификации и генезиса структур, относящихся к областям тектоно-магматической активизации (К. В. Боголепов, Ю. В. Комаров, М. С. Нагибина).

Положение и развитие структур тектоно-магматической активизации рассматривались в связи с тектоническим районированием огромных площадей юга Сибири и Дальнего Востока и анализом их глубинного строения (Ю. А. Косыгин и соавторы). Были представлены варианты интерпретации развития этих территорий с позиций тектоники литосферных плит (Л. М. Парфенов и др.). Намечены эпохи проявления процессов активизации в докембрийской истории Земли, в том числе в середине протерозоя (А. А. Бухаров). В некоторых докладах к процессам активизации относилось любое возобновление тектонических движений, например геосинклинальной стадии развития структур, что, вероятно, не совсем правильно, так как для этого процесса имеется специально вошедший в литературу термин «регенерация геосинклинального процесса». В докладе К. В. Боголепова подчеркивалось, что к структурам активизации следует относить структуры повторного орогенеза или дейтероорогенеза, проявляющегося в том или ином регионе.

В докладе Ю. В. Комарова было предложено новое понятие «гранитно-сводный тектогенез», который ведет к формированию крупных мегасводов, в свою очередь состоящих из купольных и очагово-купольных структур. Эволюция этих структур, по мнению упомянутого автора, начинается с гнейсовых куполов, которые перерастают в мигматитовые, а затем в гранито-гнейсовые. Развитие последних ведет к образованию очагово-купольных структур с преобладанием гранитоидов (кумуляционная стадия или этап). Затем начинается их постепенное отмирание, ведущее к резкому сокращению гранитоидного магматизма, иногда сопровождающегося наземным вулканизмом (так называемый остаточный магматизм очагово-купольных структур). Конечный этап развития очагово-купольных структур сопровождается образованием межгорных впадин, размещенных в межкупольных пространствах. Здесь следует заметить, что так называемые остаточные гранитоиды нередко прорывают терригенные отложения конечных впадин. Ю. В. Комаров считает, что процесс тектоно-магматической активизации соответствует либо конечному этапу развития очагово-купольных структур, либо этапу развития остаточного магматизма.

В заключение он предлагает термин «тектоно-магматическая активизация» заменить более широким понятием «гранитно-сводный тектогенез» как более объемным, включающим в себя понятие тектоно-магматической активизации. Изложенные положения Ю. В. Комаров рассматривал на примере Байкальского мегасвода и др. Было показано, что «остаточный магматизм» может быть оторван от предшествующих этапов стадийного развития «гранито-сводного тектогенеза» на целую эру и более. При этом для проявления так называемого остаточного магматизма необходим новый импульс мантийной энергии. Если это так, то встает вопрос: почему этот магматизм следует рассматривать как «остаточный», а не новообразованный? Мне представляется, что в данном случае в единый ряд стадийного развития Ю. В. Комаров ошибочно включены два различных процесса: первичное формирование гранитной коры и процесс дальнейшего ее преобразования.

Для Байкальского мегасвода в качестве «остаточного магматизма» рассматриваются мезозойские эруптивные гранитоиды. Однако широко известно, что мезозойский на-

земный вулканизм и внедрение гранитоидов синхронно проявилось не только в пределах древнего Байкальского мегасвода, но и на огромном пространстве всего востока Азии. Причем этот процесс внегдайно наложился на самые разновозрастные структуры, в том числе на древние платформы, после формирования осадочного чехла (Сибирскую, Северо- и Южно-Китайскую, Корейскую, в Индокитае), а также на разновозрастные байкальские, каледонские и герцинские складчатые системы. Остается совершенно непонятным, как можно считать частным случай проявления гигантского процесса мезозойской гранитоидной активизации или ревивации на востоке Азии в пределах протерозойского Байкальского мегасвода за «остаточную стадию» и отрицать наличие самостоятельного процесса мезозойской тектоно-магматической активизации.

В докладе М. С. Нагибиной «Структуры активизации — понятие и происхождение» было предложено определение понятия структур активизации. К структурам активизации следует относить большой класс структур континентального ряда, развитие которых происходило на ранее сформированной гранитной коре. Эти структуры следует классифицировать по формационным и морфологическим признакам: структуры гранитоидной активизации или ревивации с дифференцированными магматизмом, структуры базальтоидной активизации и амагматичные структуры [1, 2].

Процессы гранитоидной активизации перерабатывают, переплавляют гранитно-метаморфический слой земной коры, ремобилизуя его вещество, давая дифференцированную серию магматических пород вулканоплутонической формации известково-щелочного состава с богатым спектром полезных ископаемых.

Процессы базальтоидной активизации разрушают, разламывают земную кору, выводя на поверхность базальтовую магму и гипербазиты. Базальтовая магма в геодинамических условиях растяжения почти не реагирует с веществом гранитной коры, давая либо недифференцированный ряд базальтов, либо контрастную серию магматизма. Из сказанного видно, что структуры активизации следует выделять при тектоническом картографировании. Они имеют достаточно широкое развитие на Земле, особенно на мезозойском и кайнозойском этапах ее развития.

Впервые эти структуры и внегеосинклинальные гранитоиды были выделены на тектонической карте Евразии, опубликованной в 1966 г. под редакцией А. Л. Яншина.

Многие интересные доклады были посвящены проблемам региональной тектоники и глубинного строения Монголо-Охотского пояса и Алдано-Становой области, в которых детально были рассмотрены структуры гранитоидной активизации в районах БАМа, а также в районах Западного и Восточного Забайкалья на основании новейших геологических и геофизических материалов. Ряд докладов был посвящен вопросам магматизма и металлогении этих районов. Кроме того, доклады, посвященные геологии структур тектоно-магматической активизации других районов востока Азии, были рассмотрены с помощью демонстрационного метода.

Наряду с тектонической характеристикой отдельных областей и участков внимание докладчиков было сосредоточено на выявлении связей рудопроявления с конкретными структурами и магматическими проявлениями. Многие из перечисленных докладов были представлены сотрудниками читинских научно-исследовательских и производственных организаций.

Сессия отметила, что ПГО «Читагеология», ЗабНИИ и другими геологическими организациями проведен широкий комплекс тектонических исследований, направленных на изучение строения Забайкалья и его металлогенической зональности. Организация нового института — ЧИПР СО АН СССР — усиливает научный потенциал Читинской обл.

Сессия с удовлетворением констатировала, что межведомственные (СО АН СССР, МГ СССР, МГ РСФСР) тектонические исследования в Сибири успешно развиваются в рамках программы «Атлас тектонических карт и опорных профилей Сибири», входящей важным составным элементом в суперпрограмму «Сибирь». На совещании продемонстрированы макеты карт Читинской обл. (И. Н. Фомин и др.), на которых, в частности, структуры активизации получили новую трактовку.

Совещание отметило, что развитие структур «тектоно-магматической активизации» связано с разнородными по своей направленности тектоническими процессами растяжения и сжатия, обусловившими образование разнотипных структур гранитоидной и базальтоидной активизации, в том числе континентального рифтогенеза. Каждый из этих типов структур отличается специфическими морфологическими особенностями и образованием определенных вещественно-формационных и рудных комплексов.

В настоящее время перед геологической службой все острее стоит задача выявления крупных месторождений черных, цветных, редких и благородных металлов. Это указывает на необходимость углубить тектонические исследования по следующим направлениям.

1. Тектонические условия размещения рудных районов с плотным и интенсивным оруденением в пределах областей тектоно-магматической активизации различного типа.

2. Детальное изучение типоморфных структур, контролирующих факторов и условий формирования крупных месторождений в пределах рудных районов.

3. Детальное изучение рудных полей и месторождений для исследования тектонических условий разработки полезных ископаемых.

Для этого необходимо дальнейшее совершенствование принципов и методов крупномасштабного тектонического картирования применительно к конкретным рудным районам.

После научных заседаний участники сессии получили возможность обсудить дискуссионные вопросы тектоники и структурной позиции эндогенного оруденения в области развития структур гранитоидной активизации в ходе экскурсий в районах Балей-

ского, Шерлоногорского месторождений и Цаган-Олуевского гнейсового купола Восточного Забайкалья.

Сессия постановила: Учитывая специфику Забайкалья, как наиболее характерной зоны гранитоидной активизации, обладающей высоким рудным потенциалом, обратиться в Комитет по глубинному и сверхглубинному бурению с предложением рассмотреть вопрос о заложении сверхглубокой скважины, а также развитии глубинных геофизических работ в Восточном Забайкалье. Просить МГ СССР и СО АН СССР опубликовать труды сессии.

Следующую сессию Совета намечено провести в 1985 г. на Дальнем Востоке по теме «Соотношение океанических и континентальных структур северо-западной периферии Тихого океана».

Литература

1. *Нагибина М. С.* О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией.— *Геотектоника*, 1967, № 4, с. 23.
2. *Нагибина М. С., Хаин В. Е., Янишин А. Л.* Типы структур тектоно-магматической активизации и закономерности их развития.— В кн.: *Закономерности размещения полезных ископаемых*. М.: Наука, 1975.

Нагибина М. С.

ГОДОВОЙ УКАЗАТЕЛЬ ЖУРНАЛА «ГЕОТЕКТОНИКА» ЗА 1983 г.

Аносов Г. И., Ильев А. Я., Суворов А. А., Аргентов В. В., Неверов Ю. А., Жильцов Э. Г., Патрикеев В. Н. Особенности геологического строения зоны сочленения желобов Тонга и Кермадек	3
Балакина Л. М. Землетрясения Тихого океана (пространственное расположение и процессы в очагах)	5
Белоусов В. В. Эндогенные режимы и мантийный магматизм	6
Безр М. А. Карпаты и Динариды в мезозое	2
Бызова С. Л., Маслакова Н. И., Рудаков С. Г. О складчатости и надвигах мелового возраста в Восточных Карпатах	2
Буланже Ю. Д. Некоторые результаты изучения непривливых изменений силы тяжести	5
Буш В. А. Системы трансконтинентальных линейментов Евразии	3
Буш В. А. Трансконтинентальные линейменты и проблемы мобилизма	4
Гасанов Т. Аб. Палеогеновые олистостромы Малого Кавказа	5
Горшков А. С. О морском продолжении Аджаро-Триалетской складчатой системы	4
Добрецов Г. Л. О классификации областей тектоно-магматической активизации (на примере Казахстана и Северного Тянь-Шаня)	1
Жарков С. М. Структура поверхности фундамента Бискайского бассейна	2
Зинкевич В. П., Казимиров А. Д., Пейве А. А. Тектоника континентального обрамления Берингова моря	6
Злобин Т. К. Строение земной коры и верхней мантии Малой Курильской гряды по сейсмическим данным	6
Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Внутриплитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли	1
Каляев Г. И., Карабович С. В., Русаков О. М., Старостенко В. И. Глубинное строение Аравийско-Индийского хребта и зоны разлома Оуэн	1
Карамата С. Особенности и проявления тектоники плит в областях типа Тетиса Коваленко В. И., Моссаковский А. А., Ярмолюк В. В. Проблема реконструкции геодинамических обстановок и петрохимическая зональность (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии)	5
Копнин В. И. Этапы и условия складкообразования на верхнекамском месторождении калийных солей	6
Коптева В. В. Эволюция Восточно-Ирендыкского разлома (Магнитогорский прогиб)	6
Косыгин Ю. А. Главные структурообразующие процессы в коре и их связь с движениями в мантии	4
Кузнецов Г. А. Об изменении тектонической активности земной коры на примере Сибири	5
Курчатов А. М. Анализ магматизма Центральноказахстанской системы разломов	3
Кучай В. К. Трансформация тектонических движений	1
Леонов М. Г. Тектоно-гравитационные микститы и формы проявления горизонтальных движений земной коры	3
Логачев Н. А., Зорин Ю. А., Рогожина В. А. Кайнозойский континентальный рифтогенез и геологические формации (на примере Кенийской и Байкальской рифтовых зон)	1
Ломизе М. Г. Лиминарные системы и их соотношение с островными дугами	2
Макарычев Г. И., Гесь М. Д., Пазилова В. И. Докембрийские офиолиты Улутау в свете стадийного развития земной коры	4
Макаров В. И., Спиридонов Х. Б. Некоторые итоги сравнительного анализа новейшей тектоники Тянь-Шаня и Южной Болгарии	4
Марков Г. А. О происхождении и закономерностях проявления напряжений горизонтального сжатия в массивах горных пород в верхней части земной коры	5
Матвеев В. В. Морфология лав и петрология базальтов срединно-океанических хребтов с разными скоростями спрединга	3
Менесье Г. Главные черты развития вертикальных движений и зон осадконакопления на территории Азии в фанерозое	4
	2

Миллер Ю. В. Структурное развитие метаморфических комплексов : современные представления	4
Моссаковский А. А., Дергунов А. Б. Каледониды Казахстана и Центральной Азии (тектоническая структура, история развития и палеотектонические обстановки)	2
Наумов А. Л., Онищук Т. М., Дядюк Н. П., Иващенко А. Е., Киргинцева Г. А., Романенков В. А. Региональные тектонические перестройки и газоносность Западной Сибири	5
Новикова А. С. Континентальная кора Армориканского массива	1
Пейве А. В., Руженцев С. В., Трифонов В. Г. Тектоническая расслоенность и задачи изучения литосферы континентов	1
Перфильев Ю. С., Романько Е. Ф., Чальян М. А. Метаморфические комплексы в структуре Центрального Ирана	6
Пушаровский Ю. М., Зинкевич В. П., Мазарович А. О., Пейве А. В., Разницын Ю. Н., Рихтер А. В., Цуканов Н. В. Покровные и чешуйчато-надвиговые структуры в северо-западном обрамлении Тихого океана	6
Романько Е. Ф., Морозов Л. Н. Анарек-Хурский массив в Центральном Иране: структура и история формирования	1
Рогожин Е. А., Яковлев Ф. Л. Опыт количественной оценки морфологии складчатости Тфанской зоны Большого Кавказа	3
Руженцев С. В., Соколов С. Д. Тектоника Северо-Нуратинской сутуры	3
Руженцев С. В., Швольман В. А. Тектоника Северо-Западных Гималаев и Кохистана	2
Рябухин А. Г., Чехович В. Д., Зоненшайн Л. П., Хаин В. Е. Эволюция Мексиканско-Карибского региона (опыт анализа с позиции тектоники плит)	6
Савельева Г. Н., Денисова Е. А. Структура и петрология ультраосновного массива Нурали на Южном Урале	2
Семенов Б. Г., Ананьева Е. М., Екидина Н. Я., Берлянд Н. Г., Кассин Г. Г., Цветкова А. А. О глубинной структуре земной коры Урала и прилегающей к нему территории	4
Сиворонов А. А., Малюк Б. И. Метаморфизованные вулканогенные формации и тектоническая природа зеленокаменных поясов нижнего докембрия	5
Слепакова Г. И. Погребенные грабенообразные структуры Прикаспийской впадины	3
Суворов А. И. Рамповый пояс Западной Монголии	4
Туманян Г. А. Новые данные о крупных надвигах Малого Кавказа (профиль Шоржа — Берд)	4
Филатова Н. И., Егоров И. В. Надвиги в северо-западной части Корьякско-Камчатской области по космическим данным	2
Христов Е. В., Миколайчук А. В. О догесинклинальном основании коры ферганско-кокшаальских герцинид	3
Щербаков С. А. Складчатые деформации ультраосновных тектонитов Войкар-Сыбинского массива (Полярный Урал)	3
Щерба И. Г. Кайнозойские олистостромы Альпийской складчатой области	5
Энжигин Г. Южно-Монгольская герцинская эвгеосинклинальная зона (хребет Дзолен — Мандал-Обо) в раннем девоне	4

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Захаров С. А. О генезисе складчатости	5
Канана Я. Ф. К вопросу о геологическом развитии Южно-Якутского угольного бассейна	6
Паталаха Е. И. Ответ на критику С. А. Захарова книги «Генетические основы морфологической тектоники». Алма-Ата: Наука, 1981, 180 с.	5

РЕЦЕНЗИИ

Бирюлькин Г. В., Кудрявцев В. А., Нужнов С. В. Стоит ли решать альтернативу? (Рецензия на статью А. Ф. Грачева и В. С. Федоровского «Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, № 5)	4
Кропоткин П. Н. О книге: М. А. Камалетдинов, Ю. В. Казанцев и Т. Т. Казанцева «Происхождение складчатости». (М.: Наука, 1981, 136 с.)	2
Марков М. С., Суханов А. Л. Новые карты Марса	1

ХРОНИКА

Всесоюзное тектоническое совещание «Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии»	4
Проблемы структурной геологии и экспериментальной тектоники	5
Проблемы тектоники активизированных областей	6
Решение Всесоюзного совещания «Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии» (Москва, 31 января — 3 февраля 1983 г.)	4
Михаил Владимирович Муратов (некролог)	1
20 лет Междуведомственному тектоническому комитету	4

Редакционная коллегия

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, И. В. ЛУЧИЦКИЙ, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, А. А. МОСАКОВСКИЙ, А. В. ПЕЙВЕ,
Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ (главный редактор), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС**

Адрес редакции

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР
Телефон 233-00-47, доб. 3-77

Зав. редакцией *Б. Д. Гриль*

Технический редактор *Е. А. Проценко*

Сдано в набор 07.09.83	Подписано к печати 31.10.83	Т-16491	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}	
Высокая печать	Усл. печ. л. 11,2	Усл. кр.-отг. 19,7 тыс.	Уч.-изд. л. 13,0	Бум. л. 4,0
	Тираж 1729 экз.	Зак. 4694		

Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Шубинский пер., 10

В-485

ВОЛГИНА 13-72
ХЕРАСКОВОЙ Г Н

70228

Цена 1 р. 40 к

Индекс 70228

3

В 1984 г. будет выпущен в свет «АТЛАС ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ МИРА. ПОЗДНИЙ ДОКЕМБРИЙ И ПАЛЕОЗОЙ КОНТИНЕНТОВ». Авторы: А. Б. Ронов, В. Е. Хаин и К. Б. Сеславинский. Отв. ред. В. Л. Барсуков и Н. П. Лавёров. Ленинград, 17 л., 25 карт, ориентировочная цена в переплете 17 руб., в папке 14 руб. Тираж 1000 экз.

АТЛАС включает 18 красочных карт мира в масштабе 1 : 60 000 000 для раннего-среднего рифея, позднего рифея, венда и всех эпох палеозоя, 7 палинспастических карт-схем [V, E₃, O₂, S₁, D₁, C₂₊₃ и P₂], введение и объяснительный текст на обратной стороне каждой карты. На основных картах показаны области распространения и мощности литологических комплексов для областей с платформенным, геосинклинальным и орогенным тектоническими режимами в пределах современных материков. В текстах дано последовательное описание палеогеографических условий и тектонического режима развития всех платформ и подвижных поясов, а также проведен анализ соответствия предполагаемого по реконструкциям дрейфа континентов с тектоническими режимами на их окраинах.

АТЛАС заинтересует специалистов в области общей и региональной тектоники, палеогеографии, литологии, палеовулканологии, региональной геологии и преподавателей вузов.

Для получения Атласа почтой заказы просим направлять по адресу: 101890 Москва, Кривоколенный пер., 10. Книжная торговая база «Геолкнига».



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»