

Ю. Шуварь

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

5

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1975

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

МОСКВА

№ 5, 1975

СОДЕРЖАНИЕ

А. В. Пейве. Тектоника Срединно-Атлантического хребта	3
В. И. Кононов, Б. Г. Поляк. Современная геотермальная активность Исландии	18
М. И. Розин. Типы тектонического развития и проблема генетической классификации континентальных структур	32
Ю. Г. Леонов, О. А. Мазарович. О тектонической природе девонских моласс в областях каледонской складчатости	46
А. А. Александров, Н. А. Богданов, С. Г. Бялобжеский, М. С. Марков, С. М. Тильман, В. Е. Хаин, А. Д. Чехов. Новые данные по тектонике Корякского нагорья	60
А. А. Лукк, Л. П. Винник. Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира	73
Б. Р. Пашков. Основные особенности строения массивов древних метаморфических пород Афгано-Памирской области	81
И. Г. Щерба. Олисторомы в неогене Дарвазского хребта	97
А. А. Геодекян, Ю. М. Берлин, В. Л. Пиляк, В. Я. Троцюк, Г. Ф. Ульмишек. К проблеме палеотектонического анализа древних некомпенсированных прогибов (на примере палеогена Среднего Каспия и его обрамления)	109

Рецензии

И. В. Архипов, К. А. Клитин, А. Е. Шлезингер, А. Л. Яншин. Общие принципы составления обзорных тектонических карт (рецензия на монографию Т. Н. Спизарского «Обзорные тектонические карты СССР»)	118
--	-----

Хроника

Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии	126
--	-----

GEOTECTONICS

SEPTEMBER — OCTOBER

MOSCOW

№ 5, 1975

CONTENTS

A. V. Peive. Tectonics of the Mid-Atlantic ridge	3
V. I. Kononov, B. G. Poliak. Present geothermal activity in Iceland	18
M. I. Rozinov. Types of tectonic evolution and the problem of a genetic classification of continental structures	32
Yu. G. Leonov, O. A. Mazarovich. On the tectonic nature of Devonian molasses in the areas of Caledonian folding	46
A. A. Aleksandrov, N. A. Bogdanov, S. G. Bialobzhesky, M. S. Markov, S. M. Tilman, V. E. Khain, A. D. Chekhov. New data on the tectonics of Koryak highland	60
A. A. Lukk, L. P. Vinnik. Tectonic interpretation of the Pamirs deep structure	73
B. R. Pashkov. Fundamental specific features of the structure of metamorphic old rock massifs in the Afghano-Pamirs area	81
I. G. Scherba. Olistostromes in Neogene deposits of the Darvaz ridge	97
A. A. Geodekian, Yu. M. Berlin, V. L. Piliak, V. Ya. Trotziuk, G. F. Ulmishek. To the problem of a paleotectonic analysis of old noncompensated depressions (on the example of the Middle Caspian Paleogene and its fringe zones)	109

Reviews

I. V. Arkhipov, K. A. Klitin, A. E. Shlezinger, A. L. Yanshin. General principles in the compilation of areal tectonic maps (review of a monograph by T. N. Spizharsky «Areal tectonic maps of the USSR»)	118
--	-----

Chronicle

Deep structure and geophysical features of structures in the crust and upper mantle	126
---	-----

УДК 551.242.23(261/264)

А. В. ПЕЙВЕ

ТЕКТОНИКА СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

Срединно-Атлантический хребет складывается двумя комплексами пород: вулканогенно-осадочным, образующим первый и второй геофизические слои, и метаморфическим, слагающим третий слой океанической коры. Третий слой состоит из ультрабазитов, габбро и регионально дислоцированных и метаморфизованных в зеленосланцевой и частично амфиболитовой фации основных эффузивов. Породы второго слоя не метаморфизованы и нарушены лишь продольными и поперечными разломами. Срединно-Атлантический хребет является кайнозойским складчато-глыбовым сооружением в океанической коре.

1. ВВЕДЕНИЕ

Модель строения срединно-океанических хребтов, вытекающая из концепции глобальной тектоники плит, стала чрезвычайно популярна. Можно даже сказать, что срединно-океанические хребты оказались главным звеном этой концепции, согласно которой в процессе растекания плит земной коры в хребтах формируется новая океаническая кора. Однако ряд строго установленных геологических явлений, наблюдаемых в срединно-океанических хребтах, не объясняется предполагаемым механизмом их формирования, поэтому необходима дальнейшая работа по совершенствованию концепции глобальной тектоники. Это особенно актуально в связи с предстоящим изучением более глубоких слоев океанического дна при помощи бурения с корабля «Гломар Челленджер», в котором, как известно, примет участие и Советский Союз.

Изучение тектоники океанической коры геологического прошлого привело нас к предположению, что океаническая кора до эпохи ее гранитизации и становления континентальной коры имела сложное полициклическое развитие (Пейве, 1969; Пейве, и др., 1973).

Процессы сжатия и зоны скучивания океанической коры современных океанов в моделях новой глобальной тектоники исключаются, хотя в действительности океаническая кора, как и кора континентальная, формируется в процессе чередования эпох зон сжатия и растяжения, и, что, таким образом, разнотипные деформации, в том числе складчатые, должны происходить и внутри океанических плит, если последние существуют довольно длительное время.

Возникшие противоречия между данными по тектонике океанической коры геологического прошлого на континентах и хорошо известными моделями строения современных океанов побудили меня ознакомиться с каменным материалом драгировок срединно-океанических хребтов и главнейшими публикациями.

Здесь я затрону только некоторые проблемы тектоники Срединно-Атлантического хребта, так как он лучше других хребтов изучен, проще построен и поэтому более удобен для разработки модели его тектоники.

Пользуюсь случаем выразить благодарность П. Л. Безрукову, Л. В. Дмитриеву и Д. Гоннорцу, ознакомивших меня с каменным материалом драгировок в океанах.

2. СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ПОРОД, ИХ ВОЗРАСТ И ДЕФОРМАЦИЯ

Срединно-Атлантический хребет представляет собой гигантское горное сооружение, сопоставимое по размерам с величайшими горными цепями Земли. По своему геологическому строению и истории развития разные части хребта отличаются, по-видимому, не меньше, чем разные отрезки хребтов на континентах.

Рельеф срединно-океанических хребтов, изображенный на четырех цветных картах (Индийский, Атлантический, Тихий, Арктический океаны), составленных Американским географическим обществом в период 1967—1971 гг., является лишь схемой, хорошо подчеркивающей известные идеи. Как видно по детальным съемкам отдельных полигонов, эта схема в ряде случаев довольно далека от действительности. Нельзя считать, например, что срединная долина хребта, изображенная на карте Атлантического океана как единое образование, непрерывно тянется на всем его протяжении, будучи разделена лишь трансформными разломами на множество отрезков, что поперечные разломы и долины находятся в полном, или даже близком соответствии с действительностью. В самом же деле все положительные и отрицательные формы рельефа имеют ограниченную протяженность. Отдельные формы по простиранию подставляют одна другую, располагаясь кулисообразно. Нет столь правильной симметрии и в рельефе хребта, а также столь строгой закономерности в простираниях поперечных разломов, какая показана на упомянутых схемах. Имеются разломы косые, или диагональные к простиранию хребта. Как видно, многие черты рельефа хребта напоминают нам рельеф некоторых молодых хребтов континентов.

Обращаясь к характеристике стратиграфического разреза Срединно-Атлантического хребта, нужно подчеркнуть, что последовательность геологических событий в хребте в настоящее время можно наметить лишь в первом приближении, однако разработка геологической модели строения хребта весьма важна и своевременна для более эффективного осуществления международной программы океанического бурения («IPOD»).

Автор для своих построений взял в основу данные драгировок и результаты уже проведенного бурения по американскому проекту «DSDP» в период 1968—1974 гг. Так как для северных и южных частей хребта истолкование данных драгировок носит в известной степени субъективный характер в связи с наличием в донных пробах принесенного льдами обломочного материала, я буду пользоваться результатами драгировок преимущественно экваториальной и тропической областей хребта в зонах поперечных разломов Романш, Св. Петра и Павла, Вима и др., а также на крутых склонах продольных долин в этих же районах. С главными типами пород, слагающих хребет, я ознакомился по коллекциям, хранящимся в Москве в Институте океанологии и Институте геохимии и аналитической химии АН СССР, а также в США в университете Майами во Флориде.

По данным бурения с корабля «Гломар Челленджер» установлена следующая закономерность строения осадочного слоя Атлантического океана: гемипелагические карбонатно-терригенные фации краевых зон океана по направлению к хребту сменяются сначала глубоководными пелагическими глинами, накопившимися ниже уровня карбонатной компенсации, затем карбонатными, менее глубоководными, пелагическими осадками. Хребет, как вытекает из гипотезы спрединга, нацело слагается магматическими породами, при этом по направлению к хребту нижняя граница осадков поднимается вверх по разрезу.

Буровые данные по Атлантическому океану, на которые опирается гипотеза спрединга, изображены на диаграмме (рис. 1), средняя часть которой кажется мне сомнительной, поэтому нуждается в специальном рассмотрении. Можно думать, что если с одной и с другой стороны Срединно-Атлантического хребта базальты сменяются синхронными

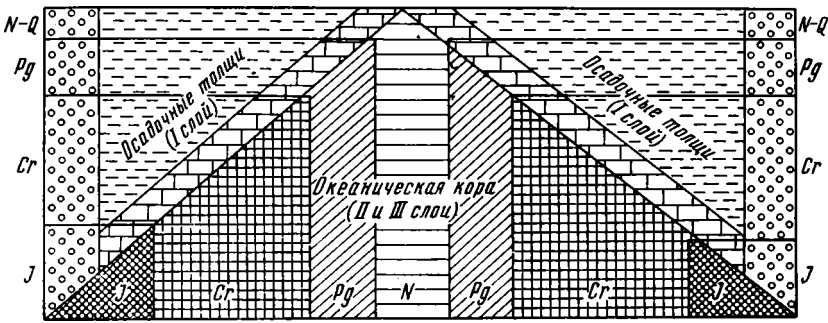


Рис. 1. Принципиальная схема распределения фаций осадочного чехла и возраст коры в Атлантическом океане (модель спрединга)

осадками, то и в средней его части образовались того же возраста базальты с осадками, как это показано на рис. 2.

Стратиграфический разрез экваториальной и тропической частей Срединно-Атлантического хребта Северной Атлантики состоит из двух комплексов.

Верхний комплекс в пределах хребта сложен неметаморфизованными осадочно-вулканогенными породами, в основном толеитовыми базальтами с редкими маломощными прослоями карбонатных осадочных пород. На склонах хребта базальты сменяются синхронными им осадочными породами, сначала карбонатными, затем более глубоководными глинистыми. Эти породы почти не деформированы, однако разбиты на большое число блоков молодыми третично-четвертичными поперечными

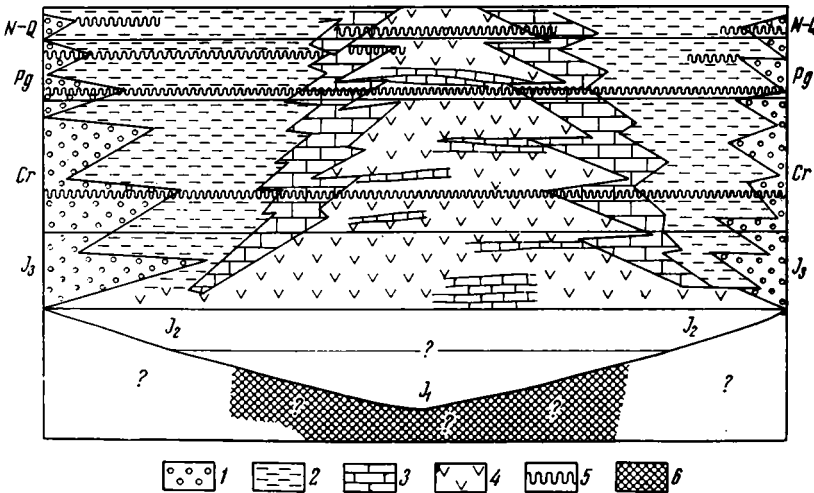


Рис. 2. Принципиальная схема распределения фаций осадочно-вулканогенного комплекса (1-й и 2-й слои в Атлантическом океане) (предлагаемая модель с учетом дрейфа континентов)

1 — геминелагические терригенно-осадочные отложения, 2 — пелагические глины; 3 — пелагические карбонатные отложения; 4 — базальты с прослоями карбонатных пород; 5 — перерывы и несогласия; 6 — серпентинизированные древние ультрамафиты и мафиты мантии

и продольными разломами. Нижняя стратиграфическая граница комплекса не установлена. В осевой части хребта она проходит в основании верхнего миоцена, на склонах хребта — возможно, в олигоцене.

О взаимоотношениях базальтов и пелагических осадочных пород верхнего комплекса можно было судить и раньше по данным драгирования, так как в разных местах хребта были найдены как осадочные породы от эоцена до современных, так и синхронные им базальты. Кроме того, такая картина распределения фаций является обычной и закономерной для океанических формаций, входящих ныне в качестве тектонических фрагментов в состав континентов. Но в 37-м рейсе судна «Гломар Челленджер», проведенном летом 1974 г. (Geotimes, № 12, 1974), в районе к юго-западу от Азорских островов были получены буровые данные, которые позволяют однозначно истолковать соотношение базальтов и осадочных пород. В скв. 334, расположенной приблизительно в 100 км к западу от осевой зоны хребта, сверху лежит слой осадков мощностью 253 м, представленный карбонатными илами, состоящими преимущественно из наннопланктона; возраст слоев от современного до верхнемиоценового. Под осадочным слоем находится акустический фундамент, сложенный свежим неизмененным базальтом 80-м мощности, с очень тонкими прослоями карбонатного осадка. В основании слоя базальта была вскрыта, к сожалению, не на всю мощность, а только на 47,5 м, толща олистостромы, состоящая из глыб габбро и ультрабазитов с карбонатным цементом, содержащим наннопланктон и фораминиферы также верхнемиоценового возраста. В скв. 332-а, расположенной приблизительно на 50 км восточнее, т. е. ближе к оси хребта, акустический фундамент под наннопланктонным карбонатным осадком находится на глубине 104 м, а ниже, до глубины 437 м, вскрыт разрез базальтов, переслаивающихся с мягкими и литифицированными известняками. На глубине 254—263,5 м определены фораминиферы и наннопланктон пограничных слоев верхнего и нижнего плиоцена. Рядом расположенная скважина 332-в дала сходный результат, но проникла на глубину 721,5 м.

Из этих разрезов видно, что базальты не только переслаиваются с пелагическими карбонатными осадочными породами, состоящими в основном из наннопланктона, но и на коротких расстояниях латерально в направлении от хребта сменяются разновозрастными осадочными породами.

Большое значение для выяснения геологической истории Срединно-Атлантического хребта имеют своеобразные осадочные породы, почти нацело состоящие из продуктов подводной денудации основных и ультраосновных пород нижележащего метаморфического комплекса. Об этих осадочных породах до недавнего времени в научной литературе не упоминалось, но в последние годы в связи с изучением офиолитов они были обнаружены и описаны как среди отложений современных океанов, так и среди образований океанической коры геологического прошлого на континентах. Были установлены различные генетические типы этих пород: офиолитовые олистостромы и брекчии, офиолитовые конгломераты, серпентинитовые алевролиты, в том числе с градационной слоистостью. Все упомянутые осадочные породы, состоящие из обломков пород офиолитовой ассоциации, характеризуют определенный этап в развитии океанической коры и поэтому весьма интересны для целей корреляции тектонических и метаморфических процессов. Не следует эти образования смешивать с не менее распространенной тектонической брекчией — серпентинитовым меланжем.

Детально были исследованы и описаны верхнеюрские офиолитовые олистостромы и брекчии Италии (Abbate et al., 1970; Gianelli et al., 1974), кобленц-эйфельские олистостромы Урала (Руженцев, Хворова, 1973), каменноугольные серпентинитовые песчаники и осадочные офио-

литовые брекчии Тяньшаня (Макарычев, Куренков, 1974), меловые олистостромы Малого Кавказа (Книппер, 1975), третичные олистостромы островных дуг Тихого океана (Shigaki, 1971) и ряда других районов мира.

В Срединно-Атлантическом хребте офиолитовые олистостромы и брекчии из обломков пород офиолитовой ассоциации и серпентинитовые песчаники найдены в неогеновых отложениях во многих местах хребта и даже в стороне от него в поднятии Палмер (Канн, 1973). Их описанию недавно посвящены две специальные статьи Энрико Бонатти с соавторами (Bonatti et al., 1973, 1974). В зоне разлома Романш были драгированы крупные до 0,4 м глыбы брекчий, которые состоят из обломков серпентинизированных перидотитов, метагаббро, родингитов, сцементированных карбонатным материалом с перекристаллизованными пелагическими фораминиферами. Здесь же были подняты серпентинитовые алевролиты, состоящие из мелких зерен энстатита и диопсида, сцементированные очень тонкозернистой обломочной массой серпентина, тремолит-актинолита и хлорита, с многочисленной фауной плиоцена. Эти породы имеют ясно выраженную градационную слоистость.

Э. Бонатти с соавторами сравнивают неогеновую океаническую олистострому с юрской олистостромой Лигурии. Мне удалось видеть и олистостромы Италии и олистостромы Атлантического океана. Большое сходство этих образований не вызывает никакого сомнения. Кстати надо заметить, что те и другие олистостромы фациально связаны с базальтами и пелагическими осадками.

Особенно интересны верхнемиоценовые олистостромы, вскрытые в основании базальтов упоминавшейся выше скв. 334 «Гломар Челленджера» далеко к северу от зоны разлома Романш в районе Азорских островов. Здесь олистострома состоит из крупных обломков слабо уралитизированных и амфиболитизированных дупироксеновых габбро, серпентинизированных оливиновых габбро, серпентинизированных плагиоклазовых перидотитов и более тонко раздробленных габбро, перидотитов, полевых шпатов, пироксенов в карбонатном цементе с фораминиферами и наннопланктоном. Вскрытая неполная мощность олистостромы 47,5 м. Подчеркивается, что в составе ее нет обломков свежих базальтов.

Во всех без исключения районах развития офиолитовых осадочных пород на континентах и в океанах изучавшие их авторы обращают внимание на следующие закономерности:

- 1) олистострома образуется в условиях сильно расчлененного тектонического рельефа и представляет собой осадочную обвальную оползневую массу;
- 2) офиолитовая олистострома состоит из уже в различной степени дислоцированных, раздробленных и метаморфизованных глыб и обломков пород, заключенных в метаморфизованный цемент;
- 3) сильное тектоническое раздробление пород с образованием серпентинитового меланжа, имевшее место до образования олистостром, является важным условием их генезиса; более поздние неогеновые орогенические движения, с которыми связаны землетрясения, могли способствовать образованию обвалов и оползней.

Таким образом, можно сделать заключение, что верхний вулканогенно-осадочный стратиграфический комплекс Срединно-Атлантического хребта образовался в условиях океанического орогенеза после процессов региональной деформации, складчатости, раздробления и метаморфизма, которые будут рассмотрены при характеристике нижнего метаморфического комплекса. Верхний комплекс, как мы видим, состоит из трех фациальных типов пород: 1) базальтов, 2) пелагических карбонатных осадков, 3) олистостром. Эти фации, естественно, могут сменять

одна другую в горизонтальном и вертикальном направлении, т. е. на них распространяется известное правило Вальтера.

Переходя к характеристике нижнего метаморфического комплекса Срединно-Атлантического хребта, следует сразу же подчеркнуть, что стратиграфия и возраст его пока что очень слабо обоснованы, нет даже в нужном количестве радиометрических датировок. Возраст коры определяется по магнитным аномалиям, что явно недостаточно.

Среди пород, поднятых драгами, помимо свежих базальтов и осадочных пород на всем протяжении хребта, по крайней мере от 45° с. ш. до экватора, встречены все типы пород, характерные для альпинотипной офиолитовой ассоциации (Аументо и др., 1973; Бонатти и др., 1973; Плоско, Богданов, 1968; Melson et al., 1972). Здесь имеются дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, перидотиты, пироксениты, верлиты, троктолиты, различные габбро, анортозиты, родингиты. Достаточно широко распространены базальты, метаморфизованные в фации зеленых сланцев, полосчатые стресс-амфиболиты, а также массивные амфиболиты с реликтами диабазовых структур, и наконец, плагиограниты. Все эти породы метаморфизованы в зеленосланцевой или амфиболитовой фации. Можно заключить, что метаморфические породы с ультрабазитами и габброидами имеют региональное распространение, т. е. развиты по всему хребту. Они встречены в обрывах как по продольным, так и по поперечным разломам.

Далее оказывается, что все породы этого комплекса в той или иной степени деформированы, что является их самым характерным признаком. Дробление, катаклиз, сланцеватость, милонитизация перидотитов, плейчатость метаморфических сланцев и милонитов, зеркала скольжения и структуры пластических деформаций серпентинизированных ультрабазитов широко развиты. Отмечается милонитизация перидотитов и в более глубинных условиях при температурах выше 500°. При этом перидотиты приобретают гнейсовидный характер.

Развиты полосчатые стресс-амфиболиты. Интересно отметить, что сланцеватость милонитов на скалах св. Павла простирается, по данным А. Мияширо (Miyashiro, 1972), приблизительно вдоль хребта при падении на восток 60°. Самым интересным является то, что все разнообразные деформации и метаморфизм, как видно по результатам бурения и по материалу драгирования, существовали в породах метаморфического комплекса до отложения офиолитовых олистостром и брекчий, т. е. по крайней мере до излияния базальтов верхнего миоцена и плиоцена, которые слагают второй геофизический слой хребта. Следовательно, базальты второго слоя срединного хребта не связаны ни во времени, ни генетически с габброидами и другими породами метаморфического комплекса. Если и есть габброиды, комагматичные этим базальтам, то они лежат где-то на глубине и не обнажаются в обрывах по разломам.

Деформации, как и метаморфизм, развиты на всей площади хребта и носят ярко выраженный характер деформаций сжатия, а не растяжения. Во всяком случае они ничем не отличаются от деформаций зеленокаменных толщ на континентах.

Эти деформации так же, как метаморфизм, имеют региональный характер, поэтому нельзя связывать их происхождение только с так называемыми трансформными разломами, тем более что они встречаются не только близ них, но столь же часто и в зонах продольных разломов, т. е. в зонах типичных сбросов, около которых не могли возникнуть эти деформации и особенно, конечно, стресс-амфиболиты и плейчатые сланцы.

Кроме того, надо сказать, что упомянутые разломы в хребте в подавляющей своей части молодые — плиоценовые и плейстоценовые, поэтому с ними не могут быть связаны достоверно доверхнемиоценовые и предположительно доверхнеолигоценовые деформации. Имеются,

однако, явно несостоятельные попытки связать деформации с серпентинитовыми протрузиями, которые могут объяснить в известной степени лишь деформацию самих серпентинизированных масс, но отнюдь не всего метаморфического комплекса вплоть до стресс-амфиболитов.

Стратиграфические данные, а также весь материал по тектонике и метаморфизму офиолитового комплекса Срединно-Атлантического хребта показывают, что в геологической истории хребта был этап сжатия, скучивания горных пород, во время которого возникло в сущности настоящее складчатое сооружение в океанической коре, сформировавшееся приблизительно по направлению шва, некогда соединявшего континенты. Разумеется, после этой деформации океаническая кора хребта не перестала оставаться океанической.

Такое заключение о развитии Срединно-Атлантического хребта полностью соответствует данным, полученным при изучении океанической коры геологического прошлого на Урале, Тянь-Шане, Кавказе, Камчатке, Апеннинах и в других районах развития офиолитов. На Урале, например, к началу среднего девона в океанической коре возникло настоящее размывавшееся складчатое сооружение, отлагались упоминавшиеся выше олистостромы (Руженцев, Хворова, 1973). Изучение истории тектонического развития океанической коры и происходящего при этом метаморфизма, в частности на Урале, имеет большое практическое значение для раскрытия закономерностей образования и размещения месторождений полезных ископаемых — колчеданов, хромитов, титаномагнетитов, платины, золота и даже морских осадочных бокситов, которые, по-видимому, являются образованиями, возникшими в зоне рифовых фаций островных зон, сложенных меланократовыми породами океанической коры. Вероятно, поэтому все без исключения морские геосинклинальные бокситы (Урал, Тянь-Шань, Средиземноморье) тяготеют к поясам офиолитов.

В настоящее время трудно дать исчерпывающие ответы на вопросы о том, когда и в породах какого геологического возраста происходили описанные выше деформации и метаморфизм пород Срединно-Атлантического хребта. Имеются ограниченные радиометрические данные о возрасте ультрабазитов и габбро скал Св. Петра и Павла (Melson and al., 1972). Возраст трех образцов перидотитов, определенный калий-аргоновым методом, оказался: 1) 2000 млн. лет, 2) 450 млн. лет и 3) 350 млн. лет. Этим определениям не придается значения, хотя игнорировать их также нельзя, но возраст метаморфизма одного образца горнблендита, который был изучен в двух лабораториях и дал сходный результат 835 млн. лет, всеми петрографами считается надежным, хотя он полностью противоречит общепринятой схеме спрединга. Имеется указание, что петрографически такие же, как на скалах Св. Петра и Павла, милонитизированные сланцеватые перидотиты и габбро встречаются и в других частях Срединно-Атлантического хребта.

В поднятии Палмер, находящемся восточнее главного хребта, имеются калий-аргоновые датировки возраста метаморфизма 9 образцов амфиболитов (Канн, 1973). Наиболее надежными считаются определения возраста образцов без каких-либо заметных следов ретроградного метаморфизма около 60 млн. лет (приблизительно граница мела и палеогена), но имеются цифры до 89 млн. лет (середины верхнего мела). Возраст ретроградного метаморфизма 27 млн. лет (олигоцен).

Если считаться с изложенными данными, то мы должны признать, что среди метаморфических образований Срединно-Атлантического хребта имеются породы с различным возрастом метаморфизма, в том числе и породы очень древние, докембрийские.

Факты древнего возраста некоторых пород Срединно-Атлантического хребта специально обсуждались в нескольких работах Э. Бонатти с соавторами (Бонатти и др., 1973; Bonatti et al., 1971). Эти ученые счи-

тают, что не только породы скал Св. Петра и Павла являются древними, быть может, наиболее глубинными среди перидотитов Срединно-Атлантического хребта, но и отличающиеся от них все остальные альпинотипные перидотиты хребта также являются древними. Во всяком случае ни генетически, ни во времени они не связаны с габбро-базальтовым комплексом. Такой вывод делается указанными авторами из данных определения изотопных отношений Rb/Sr и Sr^{87}/Sr^{86} , которые позволяют рассматривать альпинотипные перидотиты как более древний тугоплавкий остаток пиrolитовой мантии, обедненный литофильными элементами, но не как остаток от выплавки молодых базальтов, слагающих хребет, и не как материнскую породу для выплавки этих базальтов.

В результате Э. Бонатти, принимая современную модель спрединга, вынужден считать, что древние ультрабазиты в виде некоторого блока остались только под центром хребта, а раздвигание шло в стороны от этого блока, остающегося на месте. Но тогда невозможно объяснить, почему такие же альпинотипные ультрабазиты известны, например, в Индийском океане не только в хребтах, но и далеко за их пределами и даже в котловинах (Кашинцев, 1973). Да и в Атлантическом океане ультрабазиты поднятия Палмер, расположенного в 350 км к востоку от Срединно-Атлантического хребта, имеют типичный альпинотипный характер (Канн, 1973). Но если действительно под современными и древними океанами существует мощная, достаточно выдержанная на больших пространствах оболочка альпинотипных серпентинизированных ультрабазитов, представляющая собой метаморфизованный тугоплавкий остаток верхней мантии, то она может иметь большое значение для расшифровки ряда тектонических явлений глобального характера. Эти разуплотненные, обогащенные водой, весьма пластичные массы, вероятно, способствуют образованию гигантских шарьяжей и региональных поверхностей тектонического отслаивания и срыва коры, столь характерных для складчатых сооружений. Они могут приводить также к образованию протрузий и серпентинитового меланжа. Можно предполагать, что меланж широко распространен в Срединно-Атлантическом хребте и активно участвует в процессах тектонического скупивания океанической коры.

Итак, мы предполагаем, что метаморфизованные ультрабазиты Срединно-Атлантического хребта не только неизмеримо древнее неметаморфизованных базальтов, но и гораздо древнее метаморфизованных базальтов, амфиболитов и широко распространенных интрузивных габброидов, залегающих среди метаморфического комплекса, с которым ультрабазиты находятся в тектонических соотношениях, так же как и на континентах. Возраст этих ультрабазитов скорее всего докембрийский.

Возможно, именно эта остаточная ультрабазит-серпентинитовая оболочка является той толщей, в которой рождается земная кора и совершаются первые процессы габброизации.

Выше уже упоминалось, что для понимания фаций верхнего неметаморфизованного осадочно-вулканогенного комплекса Атлантического океана применимо правило Вальтера. Для разрезов от юры до плейстоцена это убедительно было обосновано для всей площади Тихого океана (Hess et al., 1974). Один из соавторов упомянутой выше коллективной работы, В. А. Крашенинников, распространил эту идею и на Атлантический океан. Надо сказать, однако, что упомянутые авторы исключили из рассмотрения базальты, которые, как подтверждает бурение, надо считать обязательными членами закономерного ряда фаций. В таком случае естественно предположение, что в Срединно-Атлантическом хребте не только неогеновые вулканогенно-карбонатные отложения латерально от хребта сменяются карбонатными затем глинистыми отложениями, но что так же расположены фации отложений палеогена и

мела, тем более, что переход пелагических глин в пелагические карбонатные осадки для отложений этого возраста доказан бурением. Следовательно, меловые и палеогеновые отложения в хребте должны находиться в вулканогенно-осадочных фациях, в зоне накопления которых обычно существует более высокий рельеф, поэтому эффузивные фации сменяются карбонатными, затем более глубоководными глинистыми. Но мы могли убедиться, что в хребте уже под верхним миоценом находится олистострома, в породах которой скорость сейсмических волн $5,94-7,29$ км/сек. Так как ниже тоже лежат высокоскоростные породы, то остается думать, что это те самые породы, которые были описаны из метаморфического комплекса, т. е. зеленокаменно метаморфизованные базальты, амфиболиты, габбро, ультрабазиты и др., находящиеся в обломках в осадках миоцена и в большом количестве мест поднятые драгами.

К сожалению, лишь в одном месте, в зоне разлома Вима, были драгированы осадочные породы, находящиеся в близком соседстве с ультрабазитами. Их описанию посвящена специальная работа Э. Бонатти и Д. Гоннореца (Bonatti and Noppogez, 1971). Д. Гоннорец любезно показал мне в Майами эти интересные породы и шлифы из них. Но в данном случае я опираюсь не на свои впечатления, а на детальные описания упомянутых авторов. Порода представляет собой твердый известняк с зернами кварца и микроклина, содержащий перекристаллизованные остатки мелководных донных фораминифер из группы мелиолид (*Triloculina* sp., *Quingueloculina*), обломки гастропод и зеленые водоросли, возраст которых лежит в широком интервале — от юры до современности. Авторы убедительно показали, что этот известняк не мог образоваться в палеогеографических условиях, подобных современным, что он в фациальном отношении чрезвычайно похож на мелководные меловые породы, разрушенные в краевой части океана в 11-м рейсе «Гломар Челленджер», и что он, вероятно, отложился в то время, когда океан был мельче и намного уже, чем сейчас, т. е. находился, как они пишут, на стадии современного Красного моря.

В связи с находкой описанного мелководного известняка Э. Бонатти и Д. Гоннорец напоминают, что близ оси хребта в зоне разлома Атлантик уже давно были найдены нижнемиоценовые отложения, а также упоминавшиеся выше древние ультрабазиты, которые не укладываются в схему спрединга и поэтому должны считаться «остаточными» блоками в зоне разошедшихся плит.

Из всего сказанного я делаю вывод, что метаморфизованные базальты имеют возраст не древнее мезозоя, что они синхронны неметаморфизованным осадочным толщам, находящимся за пределами хребта, как это показано на рис. 2. Вряд ли можно предположить что либо иное, например, палеозойский или докембрийский возраст метаморфических пород.

Центральная часть Срединно-Атлантического хребта, как мы видели, охвачена не только процессами регионального метаморфизма, но и складчатостью (рис. 3). Океаническая складчатость и метаморфизм развиты только в срединной части океана в полосе шириной 600—500 км, в которой, вероятно, существуют несогласия и перерывы. Вообще перерывы на определенных стратиграфических уровнях в кернах скважин очень характерны (Worsley, 1974) для осадочных толщ океана. Они приблизительно показаны волнистой линией на рис. 2. Хотя генезис перерывов в океанических осадках и неясен, но они удивительно совпадают по времени с фазами складчатости в Тетисе. Да и сам хребет в сущности является, как я предполагаю, своеобразным складчатым сооружением альпийского возраста, возникшим в океанической коре.

В неогене и плейстоцене происходили контрастные блоковые перемещения по продольным и поперечным разломам и излияния довольно

однообразных по составу базальтов, которые в этом отношении сходны с континентальными платобазальтами.

Блоковую тектонику с излияниями базальтов можно считать проявлением послескладчатого орогенеза в океанической коре растущего хребта. В конце концов весь Атлантический океан можно принимать в качестве межконтинентальной геосинклинальной системы на ранней океанической стадии развития со всеми ее характерными чертами — краевыми миогеосинклиналями, из которых особенно хорошо выражена

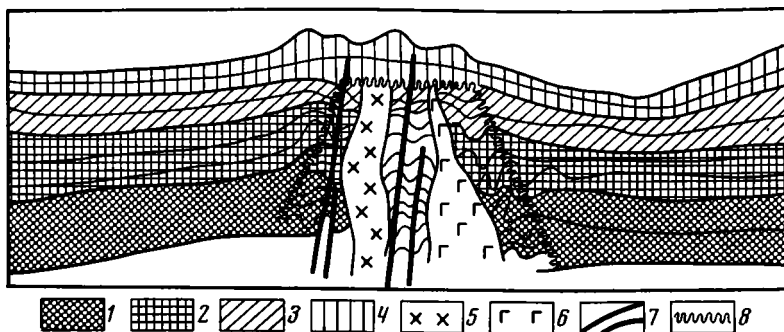


Рис. 3. Модель строения Срединно-Атлантического хребта: 1 — юра, 2 — мел, 3 — палеоген, 4 — неоген, 5 — интрузия габбро, 6 — протрузия серпентинизированных ультрабазитов, 7 — дайки диабазов, 8 — границы метаморфического комплекса (3-й слой)

западная, вытянутая вдоль Америки. В центральной части системы располагается вулканогенная эвгеосинклиналь, которая раньше других зон вовлекается в складчатость и метаморфизм. Легко видеть, что такой взгляд имеет многих предшественников многолетней давности, но только нужно иметь в виду, однако, что геосинклинальный процесс ныне рассматривается широко, как процесс становления и развития земной коры вообще.

Теория геосинклинального процесса в наше время включает и мобилизм с учетом данных современной геофизики, поэтому нельзя согласиться с высказываниями некоторых ученых о необходимости полного отказа от геосинклинальной теории и замене ее, на мой взгляд, более узкой теорией новой глобальной тектоники плит, которая имеет в основном геофизический характер. Любой геофизической теории, объясняющей геологические явления, свойственна неизбежная схематизация геологической истории, что вытекает из самой сути геофизики как науки в отличие от геологии — науки по сути дела исторической. Поэтому, в частности, оказался не замеченным важный этап складчатости, тектонического скучивания океанической коры в Атлантическом океане. Процесс неотектонической активизации и блоковой тектоники также оказался не понятым. Несомненно растяжение Срединно-Атлантического хребта, состоящего из уже достаточно толстой океанической коры, на неотектоническом этапе его развития было перенесено на всю историю развития океанической коры Атлантического океана. Между тем в начальные этапы его развития было нечто совсем иное: происходил дрейф континентов в течение главным образом юры и частично раннего мела; в это время не было никакого тектонически выраженного срединного хребта, а наоборот, возникла тектоническая депрессия, достигшая к середине нижнего мела размеров современного океана. Есть основание думать, что дрейф нельзя смешивать с послескладчатым грабенообразованием и рифтогенезом, с процессами растяжения коры и опускания ее

отдельных блоков на неотектоническом этапе развития Атлантического океана. Это, по-видимому, разные явления; дрейф, вероятно, протекает быстрее, чем принято думать.

Возникающая депрессия заполнялась базальтами и, вероятно, мелко-водными осадками, которые и были подняты драгами в разломе Вима. В центральной части депрессии осадконакопление происходило на поверхности открывшегося после дрейфа континентов симатического основания, сложенного, вероятно, главным образом породами древней серпентинитово-ультрабазитовой оболочки верхней мантии. Кое-где на дне океана могли остаться небольшие блоки и глыбы континентальной коры, отколовшиеся и обрушившиеся в процессе дрейфа континентов.

Ныне при развертывании бурения в океанах необходимо опираться на более широкий арсенал геологических моделей строения и развития земной коры. Автор вполне сознает, что недостатком предлагаемой новой, альтернативной спредингу, но также мобилистической модели геологического строения и развития Срединно-Атлантического хребта является то, что она не объясняет дрейф континентов, который все же существует и по мере развития науки подкрепляется новыми разнообразными данными. Впрочем, механизм спрединга в результате мантийной конвекции, как будто хорошо объясняющий дрейф континентов, многими учеными не считается достаточно обоснованным. Следовательно, причина дрейфа континентов по-прежнему остается загадкой.

3. НОВАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Не приходится сомневаться, что геофизические концепции разработаны на высоком профессиональном уровне, но столь же очевидно, что в них может быть вложено совершенно различное геологическое содержание. Я, не будучи геофизиком, не стану входить в существо этих моделей, а кратко остановлюсь лишь на интерпретации основных данных с точки зрения изложенной мной геологической модели строения и развития Срединно-Атлантического хребта.

Акустический фундамент и поверхность второго геофизического слоя в хребте практически совпадают. Второй слой представлен базальтами с небольшим количеством осадков, поэтому имеет высокую скорость сейсмических волн — $5,9 \text{ км/сек}$. Верхняя граница второго слоя, являющегося фацией мезозойско-кайнозойского разреза, совпадает с нижней границей осадочного слоя и также сечет стратиграфические уровни: чем дальше от хребта, тем она древнее.

Третий, т. е. основной, слой океанической коры состоит из описанного выше метаморфического складчатого комплекса, слагающего ядро хребта, естественно расширяющегося книзу. В осевой части хребта верхней границей третьего слоя является подошва верхнего миоцена, а приблизительно 300 км в стороны от хребта палеоген и мел уже не метаморфизованы, представлены осадочными фациями и, таким образом, слагают даже не третий, как в хребте, а первый геофизический слой.

За пределами складчатой зоны хребта геофизические слои должны иметь совершенно другую геологическую характеристику. Во-первых, в краевых зонах океана второй слой древнее нижнего мела и верхней юры, и вряд ли он представлен нижнемезозойскими базальтами, отдельные прослои которых, однако, имеются среди этих мелководных рифтовых фаций прото-Атлантики и были вскрыты бурением.

Особый интерес для нас имеет трактовка третьего слоя хребта. Обычно считается, что здесь он утонен, так как к третьему слою относят образования только со скоростью в среднем $6,7 \text{ км/сек}$, а образования со скоростью $7,3—7,6 \text{ км/сек}$ считаются «разуплотненной мантией». Однако

совершенно очевидно, что и эти высокоскоростные блоки в хребте надо относить к третьему слою потому, что некоторые тектонические чешуи и блоки, из которых состоит третий слой (габбро, слабо серпентинизированные перидотиты), обладают даже большей скоростью.

Мы должны отказаться от выделения в хребте «разуплотненной мантии» и считать толщу со скоростью 7,1—7,5 км/сек за нижнюю часть третьего слоя. И это вполне естественно не только потому, что геологически третий слой представляет собой сложную тектоническую структуру, в которой много блоков плотных пород, но и потому, что тектоническое скупивание масс при складчатости должно было привести к утолщению третьего слоя, образованию «корня», а не к его утонению.

Теперь остановлюсь на данных о тепловом потоке в Срединно-Атлантическом хребте, которые мне любезно предоставил Б. Г. Поляк.

Среднее значение теплового потока в хребте 1,8 мккал/см²·сек, что даже несколько ниже фоновое в молодых вулканических провинциях континентов. Вероятно, тепловой поток связан с сравнительно неглубоко залегающими магматическими очагами, а большой разброс величины теплового потока объясняется подводной гидротермальной деятельностью. По расчетам Б. Г. Поляка, под хребтом существует тепловой диапир шириной 200—300 км, в котором на глубине около 15 км температура 400°С, а на глубине 30 км — 800°С.

Высокое значение теплового потока и наличие теплового диапира в пределах срединных хребтов обычно объясняется существованием конвекционного подъема мантийного материала почти к самой поверхности рифтовых долин. Это требуется теорией для того, чтобы объяснить не только высокие ступени метаморфизма, но главным образом для того, чтобы могло произойти полное обновление коры хребта на всю ее мощность и могла образоваться призма новой коры, нацело состоящая из магматического материала.

Приведенные данные о температурах в хребте и данные о метаморфических породах, возникших в течение нескольких стадий задолго до формирования не только современных базальтов, но и базальтов всего второго слоя, очевидно, требуют иного подхода к объяснению этих явлений.

Представляется более реальным обычное внедрение в океаническую кору глубинного базальтового расплава, который образует дайковый комплекс и изливается на поверхность, а также в виде габбро, возможно, кристаллизуется на глубине. Однако, как я уже отмечал, проблема габбро в офиолитовых разрезах, вероятно, значительно сложнее. Но во всяком случае водные флюиды около таких магматических очагов вполне объясняют наблюдаемые тепловые потоки, и нет нужды для их объяснения привлекать мантийную конвекцию.

На магнитные контрасты, в частности на полосчатость аномалий океанической коры, впервые обратили внимание Ф. Вайн и Д. Метьюз в 1963 г. (Вайн и Метьюз, 1974). Тогда они были очень осторожны и писали, что эти контрасты могут быть объяснены и без учета инверсий магнитного поля Земли, например, тем, что океаническая кора состоит из чередующихся блоков очень сильно и очень слабо намагниченного в одном и том же направлении материала. Упомянутые авторы предложили свою известную модель только потому, что она, как писали они, не нуждается в привлечении допущений как о сильной неоднородности типов пород, слагающих главный океанический слой, так и о присутствии пород с необычно интенсивной намагниченностью.

В настоящее время доказано, что именно эти две особенности характерны для главного океанического слоя. Более того, нам представляется, что сложная внутренняя структура третьего слоя хребта, т. е. тектонические пластины, клинья, протрузии и т. п., вытянутые по простиранию

хребта, вряд ли вовсе не должны приниматься в расчет при интерпретации магнитных аномалий.

Если речь идет о неотектонической структуре хребта, то, учитывая данные по Исландии, можно предположить существование в нем таких же, как в Исландии, пучков даек, образующих вытянутые, подставляющие друг друга полосы, окончания которых можно соединить трансформными разломами. Вероятно, и эти явления надо учитывать при объяснении рисунка магнитных аномалий.

Автор не считает для себя возможным глубже вникать в проблему магнитных аномалий в океанической коре, так как его останавливает большая уверенность многих компетентных ученых почти в полной непогрешимости спрединговой модели магнитных аномалий, якобы дающих возможность с математической точностью определять возраст того или иного участка океанической коры.

4. ДИСГАРМОНИЯ И ДИСКОРДАНТНОСТЬ СТРУКТУР ОКЕАНИЧЕСКОЙ И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Геологическая история океанической коры Срединно-Атлантического хребта не укладывается в чрезвычайно упрощенную схему спрединга, но ее нельзя понять без признания дрейфа континентов. Помимо большого количества фактов, накопленных в течение этого столетия, теперь обнаружилось новые явления, подтверждающие дрейф.

К этим явлениям относятся: во-первых, наличие в океанической коре как современных океанов, так и в океанической коре геологического прошлого длительных перерывов, охватывающих один или несколько геологических циклов (океан Тетис, Атлантический океан, где полностью отсутствуют палеозойские образования, отдельные бассейны палеозойского океана Евразии и т. д.), что нельзя объяснить без дрейфа; во-вторых, наличие грандиозных поверхностей срыва с образованием шарьяжей, подстилаемых тектонизированным мантийным материалом (Урал, Аппалачи, Средиземноморье и т. д.); в-третьих, существование глобальной дискордантности структурного плана океанов и континентов.

Уже почти 100 лет изучаются шарьяжи в складчатых областях, но до сих пор механизм их формирования не получил удовлетворительного объяснения. В представлениях геологов — мобилистов первой четверти нашего века шарьяжи всегда свидетельствовали об очень крупных горизонтальных перемещениях континентальных блоков и вместе с многочисленными другими структурными, геофизическими, палеогеографическими и иными данными лежали в основе теории дрейфа континентов.

Было установлено при этом, что поверхности срыва и шарьирования возникают на границах осадочных толщ, различающихся по своим физическим свойствам, и, в частности, они нередко приурочены к пластичным горизонтам.

Дальнейшее изучение показало, что дисгармонично и дискордантно смяты не только отдельные части континентальной коры, но, что континентальная и океаническая кора в целом разделяются между собою грандиозной глобальной зоной тектонического срыва. Более того, многие ученые предполагают, что вся тектоносфера может рассматриваться как единая плита, сминающаяся дисгармонично по отношению к астеносфере. Вполне возможно, что причины и механизм всех упомянутых явлений общие, хотя масштаб их различен. Во всяком случае мы можем констатировать, что деформации земной коры являются результатом тектонического течения горных масс, которое, если учесть также сопутствующий этому процессу магматизм и метаморфизм, не всегда имеет только механический характер.

В поперечных разрезах фанерозойских складчатых областей можно видеть, что океаническая кора геологического прошлого всегда нахо-

дится в тектонических соотношениях с соседними континентальными блоками. Особенно большое значение имеют глобальные тектонические швы на границах крупных континентальных и океанических блоков коры. В зонах контакта таких блоков видимые минимальные относительные их перемещения достигают десятков и сотен километров. При рассмотрении структурного плана Земли бросается в глаза главная его особенность — простирающиеся складки, разломов и целых складчатых горных поясов на континентах, с одной стороны, и в океанах — с другой, полностью дискордантны между собою. Например, простирающиеся Срединно-Атлантического складчато-глыбового хребта дискордантно к простирающимся структурам континентов, но полностью конкордантно краям континентов. Этот факт использовал, как известно, в своей гипотезе А. Вегенер. С исключительной ясностью видна дискордантность в простирающихся структурах Тихого океана и обрамляющих его континентов. Даже такое гигантское горное сооружение, как Восточно-Тихоокеанское поднятие, подходит под углом и «ныряет» под Северо-Американский континент.

В сущности соотношения структур современных океанов и континентов такие же, какие наблюдаются в любом случае на границе океана и континента геологического прошлого. Например, ордовикско-силурийские океанические структуры Урала под большим углом «срезают» не только древнедокембрийские, но и верхнепротерозойские складчатые структуры Восточно-Европейской платформы. Однако складчатые структуры Урала и главный разлом Урала, отделявший океан от континента, в общем конкордантны с краем платформы.

Отмеченные явления стали известны после изучения тектоники океанической коры как современных океанов, так и океанов геологического прошлого. Они, как видно, вполне подтверждают дрейф континентов и не объяснимы с позиций фиксизма. Нельзя теперь согласиться и с гипотезой океанизации, предполагающей полную переработку и перерождение континентальной коры в кору океаническую, потому, что теперь уже стали массовыми данные драгирования и бурения, свидетельствующие о том, что главные слои океанической коры — второй и третий — современных, как и древних океанов состоят из мафитов и ультрамафитов с исчезающе малым количеством кислых дифференциатов, в основном плагиогранитов и небольшим количеством осадочных пород. Если бы континентальная кора была каким-то образом погребена под мафиты и ультрамафиты и «потеряна» геофизиками, то она неизбежно «всплыла» бы при метаморфизме и складчатости в хребте. Но этого нет.

Вместе с тем очевидно, что явления глобальной дисгармонии и дискордантности структур океанической и континентальной коры не учтены также и концепцией тектоники плит. Более того, они ей противоречат. Из приведенного краткого анализа фактов мы видим, что океанические и континентальные плиты ведут себя, можно сказать, достаточно самостоятельно и даже независимо.

Континентальные плиты оказываются плохо «прикрепленными» к своему основанию и способны перемещаться, скользить самостоятельно, а не оставаться всегда лишь в качестве пассивных «седоков» на перемещающихся, достаточно толстых плитах, охватывающих всю литосферу, как предполагает концепция глобальной тектоники плит.

На основании тектонических данных надо сделать заключение, что материал отдельных частей тектоносферы перемещается дифференциально. И если считать, что главной зоной тектонического течения и перемещения материала является астеносферный слой верхней мантии, то мы с не меньшим основанием должны признать также большую роль дифференциальных латеральных перемещений масс как по основанию коры, т. е. по серпентинизированной оболочке верхней мантии, так и внутри коры.

Литература

- Аументо Ф., Ланкаревич Б., Росс Д.* Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с. ш.). «Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана». «Мир», 1973.
- Бонатти Э., Гоннорец Х., Феррара Г.* Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта. В кн. «Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана». «Мир», 1973.
- Вайн Ф., Метьюз Д.* Магнитные аномалии над океаническими хребтами. «Новая глобальная тектоника». «Мир», 1974.
- Исследования по проблеме рифтовых зон мирового океана, т. I—III. Ред. А. П. Виноградов, Г. Б. Удинцев. М., «Наука», 1974.
- Кани Дж.* Петрология пород основания хребта Палмер в Северо-восточной части Атлантического океана. «Петрология изверженных и метаморфических пород океана». «Мир», 1973.
- Кашишцев Г. Л.* Новые данные об изверженных и метаморфических породах северо-восточной части Индийского океана.— Океанология. 1973, в. 5.
- Книппер А. Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. Тр. ГИН, вып. 267. 1975.
- Макарычев Г. И., Куренков С. А.* Палеозойский серпентинитовый меланж канской полосы (Южный Тянь-Шань). Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. XIX, № 4.
- Миясиро А.* Метаморфизм и связанный с ним магнетизм в свете положений тектоники плит. «Новая глобальная тектоника». «Мир», 1974.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого. «Геотектоника», 1969, № 4.
- Пейве А. В., Перфильев А. С., Руженцев С. В.* Геотектоническая природа офиолитовых ассоциаций. Тезисы симпозиума «Офиолиты в земной коре». М., «Наука», 1973.
- Плошко В. В., Богданов Ю. А.* Гипербазиты глубоководной впадины Романш.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 12.
- Руженцев С. В., Хворова И. В.* Среднепалеозойские олистостромы в Сакмарской зоне Южного Урала.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 6.
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P.* Olistostromes and Olistolites.— *Sedimentary geology*, 1970, v. 4, No. 3/4.
- Bonatti E., Honnorez J.* Nonspreading Crustal Blocks at the Mid-Atlantic Ridge.— *Science*, 1971, v. 174.
- Bonatti E., Honnorez J., Gartner S.* Sedimentary serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge.— *J. Sediment. Petrol.*, 1973, No. 3.
- Bonatti E., Emilliani C., Ferrara G., Honnorez J., Rydell H.* Ultramafic-carbonate breccias from Equatorial Mid-Atlantic ridge.— *Marine Geol.*, 1974, No. 16.
- «Geotimes», No. 12, 1974.
- Gianelli G., Principi G.* Breccias of the ophiolite suite in the Bocco area (Ligurian Apennine).— *Bol. Soc. Geol. It.*, 1974, v. 93.
- Hesse R. et al.* Walther's facies rule in pelagic realm — a large-scale example from the Mesozoic-Cenozoic Pacific.— *Z. Dtsch. Geol. Ges. band*, 1974, p. 125, s. 151—172.
- Melson W. G., Hart S. R., Thompson G.* St. Paul's Rocks, Equatorial Atlantic: Petrogenesis, Radiometric Ages and Implications on Sea-Floor Spreading. *The Geol. Soc. of America, M.*, 132, 1972.
- Miyashiro A.* Metamorphism and related magmatism in plate tectonics.— *Amer. J. Sci.*, 1972, v. 272.
- Shiraki.* Metamorphic basement rocks of YAP islands, Western Pacific: possible oceanic crust beneath an island arc.— *Earth and planet. sci. letters*, 1971, v. 13, No. 1.
- Worsley T.* The cretaceous-tertiary boundary event in the ocean. *Studies in paleo-oceanography* N 20, 1974.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
14 апреля 1975 г.

УДК 550.361.2(491.1)

В. И. КОНОНОВ, Б. Г. ПОЛЯК

СОВРЕМЕННАЯ ГЕОТЕРМАЛЬНАЯ АКТИВНОСТЬ ИСЛАНДИИ

Геотермальная активность является чутким индикатором глубинных геотермических и геохимических обстановок. Наблюдающиеся на территории Исландии вариации геоэнергетического эффекта вулканической и гидротермальной деятельности и зональность химического состава разгружающихся флюидов четко увязываются с геолого-структурными особенностями различных частей острова. Для Срединной зоны Исландии, считающейся своеобразным наземным выражением океанического рифта, характерны мощные гидротермальные системы с высоким содержанием H_2 .

Особенности солевого состава гидротерм отличаются Исландию от вулканических районов Тихоокеанского пояса. Изотопный состав He и S в термальных флюидах свидетельствует об участии в их формировании мантийных эманаций и близости коры Исландии к океаническому типу.

В распределении фонового кондуктивного теплопотока отмечается пологий максимум ($>2,2$ мкал/см²·сек), в основном согласующийся с положением Срединной зоны. Тепловая мощность гидротермальной и вулканической деятельности в Исландии закономерно варьирует по площади острова, достигая максимума (~ 10 мкал/см²·сек) в южной ветви Срединной зоны. Полученные данные можно использовать для уточнения моделей, объясняющих тепловой режим океанических рифтов.

Под геотермальной активностью понимаются все поверхностные проявления глубинного тепла в форме кондуктивного теплопотока или конвективного выноса тепла глубинными газоводными флюидами и магматическими расплавами, т. е. гидротермальной и вулканической деятельностью. В геотермальной активности наиболее явно выражается динамика глубинных процессов. Сравнительно легко поддаваясь количественной оценке, геотермальная активность позволяет объективно сравнить напряженность геоэнергетического режима в различных блоках тектоносферы и тем самым приблизиться к решению вопроса о движущих силах тектогенеза.

В конвективной форме геотермальной активности, являющейся геологическим выражением процесса тепломассопереноса, неразрывно переплетаются геоэнергетические и геохимические следствия. Поэтому изучение геотермальной активности открывает возможность увязать геотектонические концепции с петролого-геохимическими моделями и, в частности, обнаружить на или вблизи поверхности Земли поступление ювенильного (мантийного) вещества. Геохимические исследования гидротермальной активности позволяют судить о природе горячих газоводных флюидов, глубинных термодинамических условиях и, как показывает опыт, выявить соответствующую специфику различных структурно-тектонических обстановок.

Геотермальная активность Исландии, являющаяся ее самой яркой геологической особенностью, привлекает внимание прежде всего из-за положения острова на оси Срединно-Атлантического хребта. Строение и тип коры Исландии и соотношение ее со структурой хребта вызывают дискуссии. Поэтому представлялось, что изучение и сравнение геотер-

мальной активности в Исландии с картиной, наблюдающейся в других тектонически и вулканически активных провинциях мира, могло бы помочь решению неясных вопросов. В случае выявления принципиальной специфики геотермальной активности в Исландии ее изучение дало бы эталонный материал для характеристики определенных особенностей этого процесса в глобальной системе срединно-океанических рифтов.

В основу статьи положены материалы, полученные главным образом в процессе работы авторов на территории Исландии в составе группы сотрудников Геологического института АН СССР в 1970 г. и Советской комплексной геолого-геофизической экспедиции АН СССР в 1971—1973 гг. Кроме того, использованы имеющиеся в литературе сведения по проблеме, полученные исландскими специалистами — прежде всего геохимиками Г. Сигвалдасоном и С. Арнорссоном, геофизиками Г. Палмасоном, Тр. Эйнарссоном, Г. Бедварссоном, вулканологом С. Тораринссоном, а также содержащиеся в сводной монографии Т. Барта (Barth, 1950).

Для интерпретации полученных материалов необходимо подчеркнуть, что вулканическая деятельность, продукты которой покрывают всю территорию Исландии и почти целиком слагают ее видимый разрез, в четвертичный период сконцентрировалась в пересекающей Исландию Срединной зоне и на полуострове Снайфедльснес. В строении Срединной зоны, считающейся многими исследователями своеобразным наземным выражением рифтовой долины срединно-океанических хребтов (Мура-тов, 1961; Тораринссон, 1970), определяющая роль принадлежит глубинным линейным тектоническим разрывам. Поэтому обилие трещинных извержений — отличительная черта исландского вулканизма, хотя здесь имеются и вулканические аппараты центрального типа. Именно с последними связаны вулканы кислого и среднего состава, объем которых составляет, однако, лишь около 1/10 объема базальтов (Thorarinsson, 1967). В голоцене вулканическая активность сосредоточилась на севере Срединной зоны в ее осевой части, а на юге — в двух разбросанных ветвях по ее окраинам, причем в юго-западной ветви (Рейкьянес — Лангйокудль) современный вулканизм приурочен только к южному отрезку. К. Саймундссон (Palmason, Saemundsson, 1974) полагает, что эта юго-западная ветвь имеет (или имела) самостоятельное продолжение к северу, в район п-ова Сқага, отражая прошлую проекцию «горячего пятна» рифтовой долины.

Энергетический эффект вулканизма весьма высок. Нами была сделана попытка его оценки за период, прошедший после заселения Исландии, т. е. за последние 1100 лет. В основу этой оценки положены данные наблюдений за вулканическими явлениями, зафиксированные в исторических документах и полученные в ходе специальных исследований, которые позволили подсчитать объем продуктов извержений в разных частях страны (Thorarinsson, 1967₂). Отсюда нетрудно подсчитать в первом приближении геоэнергетический эффект вулканизма, имея в виду, что выделение тепла, аккумулированного в остывающих расплавах, имеет здесь наибольшее значение (Поляк, 1966). В результате оказалось, что средний эффект исторического вулканизма Исландии на площади его проявления составляет примерно около $4,5 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$, причем особенно высок он — $6,4 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$ — в южной активной ветви Срединной зоны (рис. 1). К этой ветви приурочено большинство зафиксированных вулканических пароксизмов. Именно в ней в 1783 г. произошло крупнейшее извержение Лакагигар, продуцировавшее около 10% всей лавы, излившейся на поверхность Земли за последние 500 лет. Здесь же расположены наиболее известные вулканы Исландии — Гекла и Катла. В как бы продолжающей эту ветвь за пределы собственно Исландии архипелаге Вестманнаэйяр в 1963—1967 гг. возник знаменитый остров-вулкан Сюртсей, а в 1973 г. произошло извержение на о-ве Хей-

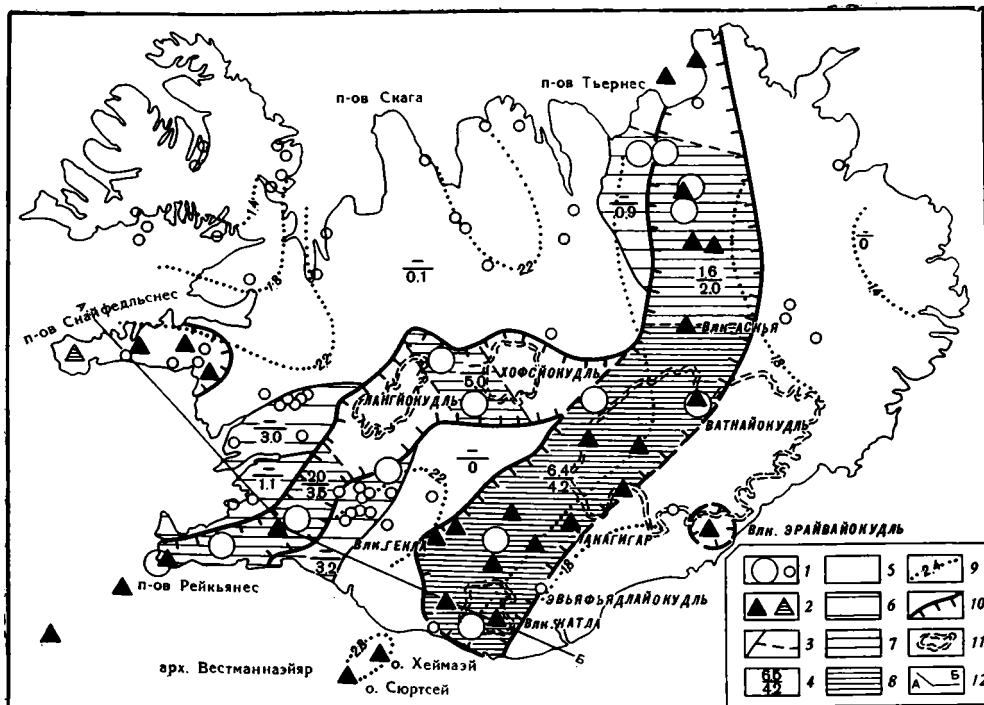


Рис. 1. Энергетический эффект современной геотермальной активности в Исландии. 1 — крупнейшие современные гидротермальные системы (а) и источники (б); 2 — центры вулканической деятельности в последние 1100 лет (а) и предшествующее тысячелетие (б); 3 — границы районов с различным суммарным эффектом вулканической и гидротермальной деятельности; 4 — величина в $\text{мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ энергетического эффекта вулканизма (числитель) и разгрузки гидротерм (знаменатель) в данном районе, 5—8 — величина в $\text{мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ суммарного эффекта вулканической и гидротермальной деятельности: менее 0,1 (5), от 0,9 до 3,2 (6), от 5 до 6,9 (7), 10,7 (8); 9 — изолинии фонового кондуктивного теплового потока в $\text{мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ (построено по термометрическим данным Palmason, 1967, 1974), 10 — границы зон активного вулканизма (Тораринссон, 1970; Palmason, Saemundsson, 1974), 11 — границы ледников, 12 — линия профиля, изображенного на рис. 4

маэй. Проявления исторического вулканизма распределены довольно равномерно по всей площади этой ветви, тогда как в юго-западной ветви они известны только на отрезке между Тингведлиром и мысом Рейкьянес. Из проделанных расчетов следует, что здесь удельный энергетический эффект исторического вулканизма примерно втрое, а в северной ветви — вчетверо ниже, чем в южной (рис. 1). В общем энергетическом эффекте исторического вулканизма Исландии на долю южной ветви приходится примерно 75%, северной — 8%, активного отрезка юго-западной ветви — 7,5%; остальное приходится на зону Снайфедльснес и район вулкана Эрайвайокудль, перекрытого ледником.

Установленный порядок величины среднего эффекта вулканизма типичен не только для исторического, но и для более продолжительных этапов геологического развития Исландии. Такое заключение вытекает из анализа результатов детального изучения продуктивности голоценовой вулканической деятельности (Jakobsson, 1972) и оценки объема сейсмического слоя «0», отождествляемого с четвертичными вулканитами (Palmason, 1971). Если продолжительность накопления последних считать отвечающей палеомагнитной эпохе Брюнес, как это отражено на последних исландских схемах (Palmason, Saemundsson, 1974), то средний удельный энергетический эффект исландского вулканизма на площади

его проявления в последние 0,7 млн. лет оказывается равным $3,5 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$, а в течение голоцена — $5,4 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Последняя цифра точно совпадает с прежней оценкой Г. Бедварссона (Bödvarsson, 1954). Наконец, Г. Уокер (Walker, 1963) вообще полагает, что «пояс активного вулканизма в Исландии почти не изменился в течение третичного и четвертичного времени; ширина пояса не превышала нескольких десятков километров, а интенсивность вулканизма в его пределах сохранялась постоянной» (цит. по Тораринссону, 1970, стр. 123). Все это позволяет сопоставлять оценки геоэнергетического эффекта вулканизма и более инерционных форм геотермальной активности — фонового кондуктивного теплового потока и разгрузки гидротерм.

Фоновый кондуктивный тепловой поток в Исландии, как и в других районах современного вулканизма, существенно превышает среднепланетарный. Особенностью геотемпературного поля всех подобных районов является его чрезвычайная пестрота, т. е. обилие резких положительных и отрицательных локальных аномалий, вызванных движением подземных вод. Поэтому невозмущенное региональное геотемпературное поле характеризуют лишь немногие из исследованных в этом отношении скважин.

Коэффициент теплопроводности горных пород Исландии был оценен путем массовых измерений образцов (взятых как из kernового материала Департамента природного тепла, так и из обнажений), характеризующих основные петрохимические различия пород различной степени «свежести». Это позволило получить надежное значение теплопроводности разрезом, примерно на 20% меньшее, чем принималось для Исландии ранее на основании единичных оценок, и определить кондуктивную составляющую в каждой из термометрически исследованных скважин, пользуясь опубликованными (Palmason, 1967, 1974) значениями геотермического градиента.

Сравнение этих цифр со статистически обоснованными средними величинами теплового потока в вулканических районах суши (Поляк, Смирнов, 1968) и в зонах срединно-океанических хребтов (Le-Pichon, Langseth, 1969) позволило выявить и исключить при региональной характеристике аномально высокие значения, связанные с подъемом гидротерм, и определить значения, характерные для невозмущенного фона. Характер пространственного распределения фонового кондуктивного теплового потока вместе с другими геоэнергетическими характеристиками схематически выражен на рис. 1. Главной его особенностью является то, что зона повышенных значений фонового теплопотока ($>2,2 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$) значительно шире Срединной зоны, имея в целом то же простираие. Такой «раздув» зоны повышенного теплопотока согласуется и с подводными измерениями на хр. Рейкьянес (Talwani et al., 1971), которые свидетельствуют, что на его юго-восточном фланге тоже не наблюдается обычного спада. Вместе с тем в рисунке поля кондуктивного теплопотока на территории Исландии можно усмотреть элементы поперечного по отношению к Срединной зоне простираия — ось Снайфедльснес — Эрайвайокудль. В какой мере и можно ли вообще связывать эти элементы с вулканотектонической активностью в Британо-Арктическом поясе, сказать пока трудно из-за отсутствия измерений теплового потока на акваториях юго-восточнее Исландии и недостатка их между Исландией и Гренландией. Имеющиеся же данные по Датскому проливу (Lachenbruch, Marshall, 1968) довольно определенно указывают на сходство геотермического режима этого региона с режимом Северо-Западного полуострова Исландии, который, как и восточная часть острова (тоже сложенная миоценовыми платобазальтами), характеризуется наименьшими значениями теплового потока.

На этом региональном геотермическом фоне ярко выделяются аномалии, связанные с гидротермальной активностью. Общее число прояв-

лений этой активности на территории Исландии близко к 500 (Barth, 1950). Комплексное их изучение позволило нам классифицировать все термопроявления, разделив их на четыре типа, отличающиеся особенностями химического состава и тепловым потенциалом (Кононов, Поляк, 1974; Поляк, Кононов, 1974).

Газовая зональность гидротерм. Одним из самых важных индикаторов глубинных геохимических и геотермических условий является состав газов, содержащихся в подземных водах. По газовому составу всю совокупность термальных и минеральных вод принято подразделять на различные генетические типы: метановые, азотные, углекислые, азотно-углекислые, сероводородно-углекислые. На территории Исландии существует четкая зональность газового состава гидротерм, хорошо согласующаяся с геолого-структурным районированием острова (рис. 2.) Так,

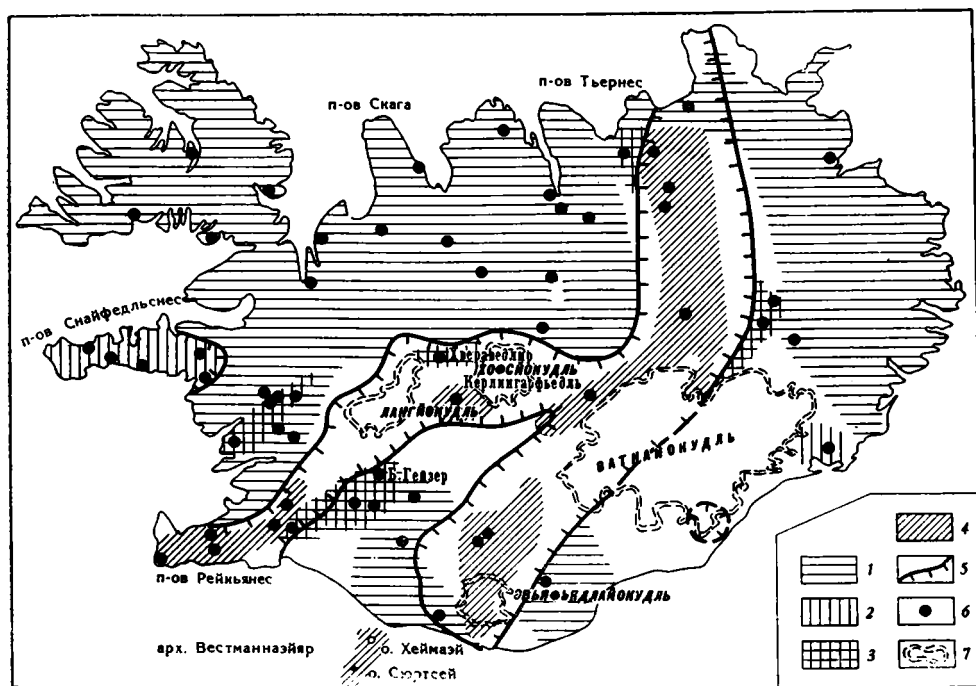


Рис. 2. Газовая зональность гидротерм Исландии. 1—4—области распространения терм: азотных (1), углекислых (2), азотно-углекислых (3), водородных (4); 5—границы зон активного вулканизма (Тораринссон, 1970; Palmason, Saemundsson, 1974); 6—опробованные термопроявления; 7—границы ледников

в области развития дочетвертичных платобазальтов распространены азотные термы. К вулканической зоне п-ова Снайфедльснес, сейчас, по-видимому, отмирающей, приурочены углекислые воды. В областях доголоценовой вулканической активности Срединной зоны и в некоторых прилегающих участках разгружаются азотно-углекислые пароводяные смеси. Наконец, самые высокотемпературные гидротермы, выделяемые нами в новый генетический тип водородных терм, приурочены к наиболее вулканически активным частям Срединной зоны.

Самый распространенный в Исландии азотный тип гидротерм характерен вообще для всех тектонически активных районов мира. В СССР источники этого типа встречаются, например, на Памире, Тянь-Шане, Камчатке. Главная их черта — резкое преобладание азота в составе спонтанного газа (95—98 об. %). На дневной поверхности температура азотных терм, как правило, ниже точки кипения, а на глубине, со-

ласно расчетам, не превышает 150°C . Вынос тепла в отдельных очагах разгрузки относительно велик — порядка 10^6 кал/сек. Тепловые параметры азотных терм согласуются с моделью нагрева инфильтрационных вод, насыщенных атмосферным азотом, в фоновом геотемпературном поле в пределах верхних 2—2,5 км геологического разреза (Иванов, 1960; Bödvarsson, 1961). Обычно считают, что их формирование происходит вне зоны интенсивного влияния магматических и термометаморфических процессов. Однако в Исландии какое-то поступление глубинных эманаций в азотные термы имеет место, о чем свидетельствуют некоторые особенности изотопного состава их газов.

Углекислые холодные и теплые источники Исландии, содержащие в газовой фазе до 98% CO_2 , типичны для районов затухающей вулканической активности. Воды этого типа весьма сходны с углекислыми термоминеральными водами центральной и юго-восточной Европы и центральной Азии. Обычно формирование углекислых вод связывают с термометаморфическими процессами. В Исландии возможно выделение углекислоты при термометаморфизме базальтов, содержащих ее в значительных количествах, или поступление ее непосредственно из остывающих магматических очагов.

Азотно-углекислые термы, иногда называемые «гейзерными», представляют мощные современные гидротермальные системы. Именно к этому типу терм относятся широко известные Паужетская и Узон-Гейзерная системы Камчатки, Вайракей и Каверау в новозеландской зоне Таупо, Оникобе и Беплу в Японии и др. В Исландии термы этого типа тоже отличаются высокими тепловыми параметрами. На дневную поверхность они разгружаются в виде пароводяных смесей, а на глубине их температура, согласно расчетам, может превосходить 250° (Arngsson, 1970₁). В локальных очагах их разгрузки вынос глубинного тепла достигает величин порядка 10^7 кал/сек, что эквивалентно фоновым кондуктивным теплопотерям на площади около 1000 км². Принимая во внимание геологическую структуру этих систем, приуроченных здесь к сравнительно узким зонам глубоких линейных разломов, их тепловой потенциал нельзя объяснить нагреванием в фоновом геотемпературном поле и необходимо допустить приток некоторого количества глубинного флюида с высоким теплосодержанием. В пользу этого предположения свидетельствует также присутствие в их газах CO_2 и особенности изотопного состава некоторых компонентов гидротерм.

Водородный тип термальных флюидов представляет собой совершенно специфическую черту гидротермальной активности в Исландии. Главная его особенность — высокое содержание свободного H_2 , являющегося порой господствующим газом. На некоторых термальных полях его концентрация в спонтанных газах достигает 64% об. (Sigvaldason, 1966), а вынос H_2 в атмосферу может достигать 1 м³/мин. Остальные компоненты газового состава этих терм — H_2S (до 25 об. %) и CO_2 (до 93 об. %); в малых количествах присутствуют также N_2 , инертные газы, CH_4 . В отличие от кратерных фумарол многих действующих вулканов мира, на которые водородные парогазовые струи Исландии похожи по своему газовому составу, термы этой группы представляют собой типичные современные высокотемпературные гидротермальные системы с самым высоким тепловым потенциалом. На поверхность они разгружаются в виде паровых струй, а на глубине их температура приближается к 300° . Вынос тепла в зонах разгрузки отдельных гидротермальных систем такого типа достигает 10^8 кал/сек, а в самой мощной из них — системе Торфайокудль — $5 \cdot 10^8$ кал/сек (Bödvarsson, 1961), что ставит ее на первое место в мире. Для обеспечения такой мощности фоновым кондуктивным теплостоком пришлось бы полностью «снять» его с пятой части площади Исландии, что совершенно нереально. Столь высокий тепловой потенциал водородных терм

еще более явно, чем в случае азотно-углекислых, свидетельствует об участии в их формировании глубинного теплоносителя.

О происхождении водорода в термах такого типа нет единого мнения. Вряд ли он, как думают некоторые исследователи, образуется в приповерхностных условиях из-за окисления гидросульфид-иона или разложения сероводорода, поскольку и тот, и другой — обычные компоненты вулканических парогазовых струй, в том числе и не содержащих свободный водород. Более вероятно глубинное происхождение H_2 . Он, в частности, может экстрагироваться из базальтов при воздействии на них достаточно высоких температур или быть продуктом некоторых глубинных реакций, например типа реакции «файялит — вода», теоретически возможной и в термодинамических условиях магматического расплава (Мацуо, 1965). Наконец, появление водорода может быть следствием дегазации внутренних частей Земли, где, как полагают (Вернадский, 1933 — цит. по 1954—1960; Кропоткин, 1956; Ларин, 1971), он может присутствовать в большом количестве.

За пределами Исландии известно лишь два аналога водородных гидротермальных систем — это гейзеры долины Сонома в Калифорнии, где H_2 составляет около 15% общего объема газов (Эллис, 1970). и термальное поле Ахуачапан в Сальвадоре, где его содержание достигает 44 об. % (Sigvaldason, Cuellar, 1970). Геотектоническая позиция этих термопроявлений сходна — оба они лежат в зоне примыкания к Американскому континенту Восточно-Тихоокеанского поднятия или сопряженных с ним структур. Отсюда можно заключить, что водородный тип термальных флюидов вообще характерен для гидротермальной активности в системе срединно-океанических хребтов.

Обычно границы газохимических зон хорошо совпадают с геологическими, что отчасти видно и из рис. 2. Но имеются и расхождения, из которых самые существенные — на севере Срединной зоны, в районе п-ова Тьернес. Присутствие в этой части зоны азотных терм свидетельствует о наличии какой-то границы, секущей зону и отделяющей от нее северную часть, менее активную в геоэнергетическом отношении.

Такое же ослабление активности, судя по газовому составу гидротерм, имеет место и в южной Исландии, но там границы зоны распространения водородных терм совпадают с границами южной вулканически активной ветви. Присутствие в прибрежной полосе азотных терм подчеркивает разобщенность этой ветви Срединной зоны и лежащей южнее линии вулканического архипелага Вестманнаэйяр, где в газах вулканов Сюртсея и Эльдфедля (о-в Хеймаэй) снова доминирует водород.

Наконец, нельзя не отметить отсутствия водородных (как, впрочем, и любых других) терм в юго-западной ветви севернее оз. Тингвадлаватн и восточнее ледника Хофсйокудль. Это ставит под сомнение современную связь геотермально активных районов Рейкьянес — Хенгидль и Керлинггарфьодль — Хвераведлир в единую полосу, сопрягающуюся с расположенными восточнее другими активными ветвями Срединной зоны.

Солевой состав гидротерм. По солевому составу гидротермы Исландии отличаются от термальных вод других вулканических районов мира меньшей минерализацией. Содержание растворенных веществ колеблется обычно от 150 до 1200 мг/л. Исключением являются береговые термы п-ова Рейкьянес с минерализацией до 52 г/л, но их состав обусловлен поступлением в гидротермальную систему морской воды по разломам, секущим здесь береговую зону и океаническое дно, и последующей концентрацией этих вод в результате выпаривания.

В распределении главных анионов (HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , Cl^-) подземных вод также обнаруживается явная зональность. Как правило, SO_4^{2-} преобладает над другими анионами в конденсатах естествен-

ных парогазовых струй Срединной зоны, а вместе с HCO_3^- и CO_3^{2-} определяет анионный состав их глубинной жидкой фазы. Типичные для вулканических районов мира хлоридно-натриевые термы азотно-углекислого типа в Исландии отсутствуют; здесь в анионном составе гидротерм с таким газовым составом преобладают HCO_3^- и CO_3^{2-} . Это ставит под сомнение предполагаемое некоторыми исследователями (Дерпгольц, 1963) существование так называемой глобальной глубинной гидроросферы.

Из других анионов в составе термальных вод иногда появляется фтор, указывая на присутствие магматических тел кислого состава.

В катионном составе термальных вод зональности не отмечается. Обычно среди катионов доминирует Na^+ . Содержание K^+ и Mg^{++} увеличивается в конденсатах парогазовых струй водородного типа, отмечая участки разгрузки флюида с наиболее высокой температурой.

Важной отличительной особенностью исландских терм являются их высокая щелочность (рН достигает 10) и очень большое содержание кремнезема (в расчете на H_2SiO_3 , до 1300 мг/л). Концентрация кремнезема, наблюдающаяся в термальных водах и влажном паре, выведенном буровыми скважинами, служит основой для расчета глубинных температур, исходящего из термодинамических условий некоторых геохимических равновесий в данных флюидах. Вычисленные таким образом «с и л и к а - т е м п е р а т у р ы» в гидротермах разного газового состава заметно отличаются, составляя в азотных термах Исландии 40—120°, в теплых углекислых — 153° (единичное определение), в азотно-углекислых и водородных — от 137 до 274° (Arnorsson, 1970₁). Это еще раз указывает на тесную взаимосвязь геохимических и геотермических параметров, с разных сторон характеризующих обстановку формирования тех или иных гидротерм.

Из микроэлементов в термальных водах Исландии широко распространены в микрограммных количествах Ga, Ge, Mg, Ti, V. В отдельных пробах кислых вод были найдены Cu, Co, Ni, Zn (Arnorsson, 1970₂). Однако даже в Срединной зоне в подземных водах пока не встречено каких-либо экзотических компонентов в аномально больших количествах. В целом состав макро- и микроэлементов, содержащихся в подземных водах, указывает на то, что в большинстве всех термальных областей он обусловлен главным образом выщелачиванием.

Низкое содержание растворенных веществ в гидротермах Исландии по сравнению с содержанием их в термальных водах других вулканических провинций (Камчатка, Япония, Новая Зеландия), по-видимому, отражает различия в составе водовмещающих толщ, т. е. в составе и строении земной коры этих регионов.

Изотопный состав компонентов гидротерм. Многие аспекты происхождения и эволюции гидротермальных флюидов (глубина их образования, скорость движения, состав вмещающих пород) проясняются при изучении изотопного состава некоторых их компонентов. С этой точки зрения нами были проанализированы соотношения изотопов гелия и серы в термопроявлениях Исландии.

Изотопный состав гелия. Известно, что отношение изотопов $^3\text{He}/^4\text{He}$ в разных природных объектах существенно варьирует от $n \cdot 10^{-2}$ в некоторых метеоритах до $n \cdot 10^{-10}$ в уранитах. Установлено, что в газах стабильных континентальных областей земной коры значение этого отношения достигает 10^{-7} — 10^{-8} (Каменский и др., 1971), в то время как в Восточной вулканической активной зоне Камчатки оно заключено в пределах $(0,5—1,4) \cdot 10^{-5}$ (Мамырин и др., 1969). Имеющиеся вариации отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в земных газах объясняются смешением потоков гелия от трех источников: мантийного гелия ($^3\text{He}/^4\text{He} = n \cdot 10^{-5}$), корового гелия, генерируемого при радиоактивном распаде в «гранитном» слое ($^3\text{He}/^4\text{He} = n \cdot 10^{-8}$), и гелия атмосферы ($^3\text{He}/^4\text{He} = 1,4 \cdot 10^{-8}$).

В процессе наших работ было опробовано 58 термопроявлений, разбросанных по всей территории острова. В результате было установлено (Кононов и др., 1974), что в Исландии величины отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ лежат в диапазоне $(0,7-3,3) \cdot 10^{-5}$, т. е. выше значений, свойственных континентальным участкам земной коры, и близки к мантийному. В то же время на Камчатке при удалении на запад от районов современной вулканической и гидротермальной активности значение отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ резко уменьшается — до $0,6 \cdot 10^{-6}$ (Толстихин и др., 1972). Такое различие между двумя областями современного вулканизма можно объяснить отсутствием в разрезе коры Исландии сколько-нибудь существенного континентального «гранитного» слоя, тогда как в субконтинентальной (Марков и др., 1967) коре Камчатки он составляет значительную часть. То, что в Исландии поступление к поверхности Земли гелия с высоким значением отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ проявляется на всей территории острова, а не только в зоне современного излияния магматических расплавов, хорошо согласуется с высоким отношением $^3\text{He}/^4\text{He}$ в базальтах океанического дна (Крылов и др., 1974), а также с данными об избытке ^3He в придонных водах океана (Clarke et al., 1969). Эти данные интерпретируются как отражение восходящего потока мантийного гелия через океаническую кору, где этот процесс не затушевывается в такой мере, как на континентах, генерацией радиогенного ^4He , и согласуются с представлениями о родственности Исландии структурам океанического дна.

На общем фоне высоких (мантийных) значений $^3\text{He}/^4\text{He}$ в их распределении на территории Исландии отчетливо видны вариации второго порядка. Они не вполне согласуются с установленной геохимической и энергетической зональностью современной геотермальной активности, что, по-видимому, связано с разной глубиной генерации соответствующих флюидов. Вместе с тем выявленная зона повышенных ($> 2,0 \cdot 10^{-5}$) значений отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ протягивается через Исландию в общем направлении системы срединно-океанического хребта, совпадая на юге острова со Срединной зоной, а на северо-западе с предполагаемым продолжением ветви Рейкьянес — Лангйокудль к по-ову Скага и далее на соединение с подводным хребтом Колбейнсей. Кроме того, в некоторых районах острова заметна прямая корреляция значений отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ с конфигурацией поверхности слоя «3» коры Исландии, выявленной сейсмологическими исследованиями (Palmason, 1971). Таким образом, величины отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в термальных газах и закономерности их пространственного распределения отражают важные особенности глубинной геологической структуры.

В отличие от гелия в изотопном составе серы, содержащейся в подземных водах и газах, легко увидеть четкую зональность, совпадающую с общим структурным планом острова и зональностью химического состава гидротерм (Виноградов и др., 1974). Как показывает рисунок 3, в термопроявлениях, приуроченных к вулканически активным ветвям Срединной зоны, состав серы отвечает составу серы метеоритного троилита, считающемуся типичным для глубоких недифференцированных недр Земли и принимаемому за эталон сравнения ($\delta^{34}\text{S} = 0\text{‰}$). За пределами районов активного вулканизма в большинстве термопроявлений сера характеризуется значениями $\delta^{34}\text{S}$ от $+3,3$ до $+7,3\text{‰}$, а вблизи береговой линии — $+8,7$ — $+15,1\text{‰}$.

Такая зональность объясняется смещением флюидов с разным исходным изотопным составом серы. С одной стороны, это конденсаты парогазовых струй Срединной зоны, в которых источником серы является вулканический H_2S с «нулевым» (метеоритным) значением $\delta^{34}\text{S}$. Источником серы другого изотопного состава является океанический солевой комплекс, содержащий сульфатную серу, утяжелившуюся в процессе геологической эволюции в результате фракционирования изотопов до $\delta^{34}\text{S} = +20\text{‰}$.

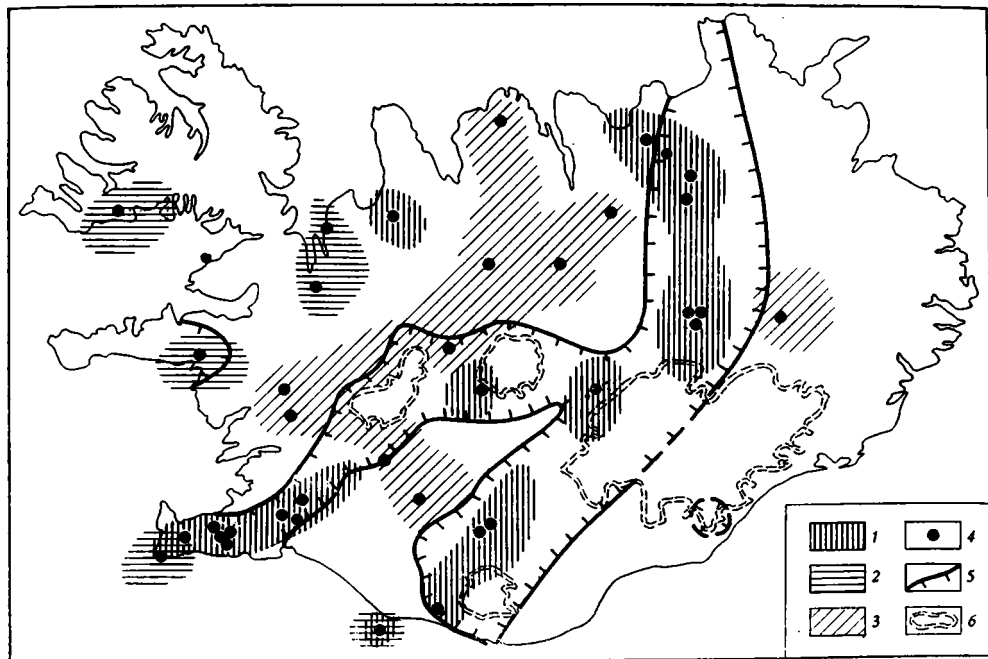


Рис. 3. Изотопный состав серы в термопроявлениях Исландии. 1—3 — зоны значений $\delta^{34}\text{S}$ в ‰: менее 3 (1), от 3 до 8 (2), более 8 (3); 4 — опробованные термопроявления; 5 — границы зон активного вулканизма (Тораринссон, 1970; Palmason, Saemundsson, 1974); 6 — границы ледников

Близость изотопного состава как сульфатной, так и сульфидной серы в термопроявлениях Срединной зоны Исландии к метеоритному в сочетании с общей геотектонической позицией острова и другими его геохимическими и геотермическими особенностями позволяет предполагать, что в районах высокой современной геотермальной активности этой зоны сера имеет ювенильное происхождение. Это резко отличает Исландию от вулканически активных Камчатки и Новой Зеландии, где выделить ювенильную компоненту не удалось (Виноградов, 1970; Wilson, 1966). Считается, что это следствие загрязнения вулканических и гидротермальных эманаций «тяжелой» серой океанического сульфата, ассимилированного континентальной и субконтинентальной корой этих регионов в процессе ее формирования. Таким образом, изотопный состав серы в термопроявлениях Срединной зоны Исландии тоже указывает на иное строение ее коры.

Утяжеление изотопного состава серы в прибрежных термопроявлениях есть результат подсоса в современные гидротермальные системы океанических вод. Это особенно ярко проявляется на п-ове Рейкьянес, где изотопный состав серы указывает на продолжение линейных тектонических разрывов океанического дна на 20 км в глубь полуострова. В то же время у южной оконечности неовулканической зоны в районе ледника Эвфьядлайокудль в термопроявлении, находящемся в 5 км от берега океана, изотопный состав серы близок к метеоритному. Это термопроявление находится на линии вулканического архипелага Вестманнаэйяр, представляющей, очевидно, глубокий разлом, но изотопный состав серы указывает, что этот разлом не имеет повсеместного поверхностного выражения.

Важные геологические следствия вытекают из изучения изменения изотопного состава серы по простиранию Срединной зоны. Например, установлено, что в юго-западной ветви Срединной зоны севернее Тингведлира значения $\delta^{34}\text{S}$ возрастают. Это говорит об отсутствии притока

ювенильного сероводорода и может быть истолковано как результат разобщения этой части ветви на отдельные звенья, на что уже указывалось при анализе распространения водородных терм.

Энергетический эффект разгрузки гидротерм. Как не раз отмечалось выше, тепловые параметры гидротерм, тесно связанные с геохимическими и также отражающие обстановку их формирования, характеризуются большим сходством в пределах одних и тех же гидрогеотермических зон, пространственное распределение которых подчеркивает основные особенности геологической структуры Исландии. Особенно четко это выявляется в вариациях удельного энергетического эффекта разгрузки гидротерм (Поляк, Кононов, 1974). Оценка последнего основана на подсчете суммарного выноса тепла термами того или иного района, принадлежащими, как показано, к одному геохимическому типу, и отнесении этой величины к площади рассматриваемого района. В результате выявляется определенная зональность, элементы которой вместе с другими геоэнергетическими характеристиками показаны на рис. 1. При этом особенно резко обособляются вулканически активные ветви Срединной зоны и некоторые непосредственно прилегающие к ним участки. В этой связи принадлежность термальных флюидов Срединной зоны к водородному типу кажется особенно важным фактом, если иметь в виду, что водород — самый энергичный природный теплоноситель (его теплоемкость в 4 раза выше, чем у воды, и в 20 — чем у базальта), имеющий очень высокую миграционную способность, и что его генерация, если она обусловлена, например, серпентинизацией, может сопровождаться большим выделением тепла. Общий эффект процесса может быть, однако, понижен охлаждением поднимающегося газа вследствие его адиабатического расширения.

Вместе с тем в установленной зональности видны некоторые особенности гидрогеотермических условий в разных частях одних и тех же структурных зон. Прежде всего это значительная неоднородность геоэнергетического режима по простиранию вулканически активных ветвей Срединной зоны, наводящая на мысль о существовании каких-то секущих ее «геоэнергетических барьеров». Ярче всего это видно в резком снижении выноса тепла гидротермами в прилегающем к океану окончании северной активной ветви и обособлении района с интенсивной гидротермальной деятельностью в северной части юго-западной ветви. Существенным кажется и различие между северной и южной ветвями, несмотря на условность их разделения. Интервал между юго-западной и южной ветвями (зона Хреппар) выглядит более «холодным», чем можно было ожидать по значениям, характерным для других районов. Можно усмотреть и некоторое общее различие между северо-западной и юго-восточной Исландией, создающее впечатление о геоэнергетической асимметрии региона в субширотном сечении.

В среднем по всей зоне активного вулканизма за счет разгрузки гидротерм выносятся $2,6 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$, т. е. примерно столько же, сколько и фоновым кондуктивным теплотокотом, а для Исландии в целом этот эффект составляет $1 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{сек}$, что почти равно среднепланетарному значению кондуктивных теплотопотерь.

Общий эффект геотермальной активности. Благодаря проведенному анализу можно охарактеризовать эффект современной геотермальной активности в Исландии как с количественной стороны, т. е. в геоэнергетическом выражении, так и с качественной, генетической. Наглядное представление о нем дает рисунок 4, изображающий расход глубинного тепла в результате всех трех рассмотренных явлений. На этом геоэнергетическом профиле, на фоне довольно пологого распределения фонового кондуктивного теплототока, выделяются два резких максимума расхода внутриземной энергии, соответствующие юго-западной и южной активным ветвям Срединной зоны и обусловленные большим выносом глубин-

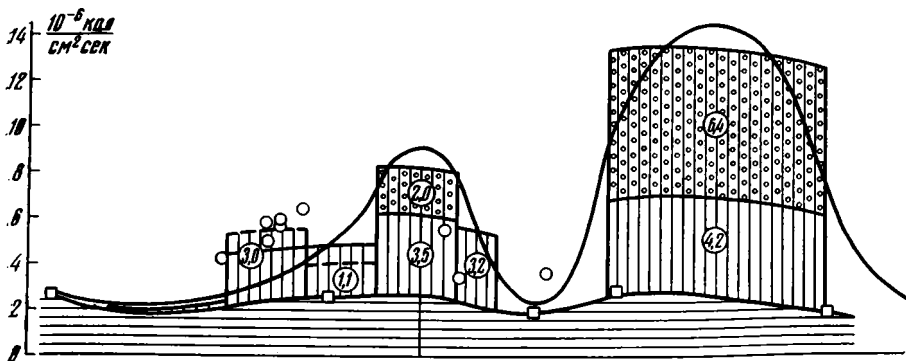


Рис. 4. Геоэнергетический профиль через территорию Исландии (см. рис. 1). 1—3 — вынос глубинного тепла в $\text{мккал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$: кондуктивным тепловым потоком (1), гидротермами (2), вулканизмом (3); 4—5 — величины кондуктивного теплового потока: фоновые (4), аномальные (5); 6—9 — распределение кондуктивного теплового потока: 6 — наблюдаемое над хребтом Рейкьянес (Talwani et al., 1974), 7 — среднее нормализованное над Индо-Атлантическом хребтом (отсюда же), 8 — по модели Маккензи (Mackenzie, 1967), 9 — по модели Ле-Пишона — Лангсета (Lepichon, Langseth, 1969), 10 — сглаженная интегральная кривая энергетического эффекта современной геотермальной активности в Исландии

ного тепла современной вулканической и гидротермальной деятельностью. Западный пик окаймляется по бокам менее резкими, но тоже весьма выразительными максимумами, отвечающими участкам развития азотно-углекислых гидротерм на периферии юго-западной зоны. Именно к этим «периферическим» максимумам и приурочены квалифицированные как аномальные некоторые значения кондуктивного теплового потока. Отчетливо видно их вторичное происхождение — они совпадают с величиной суммарных теплопотерь в зонах измерений с учетом разгрузки гидротерм.

Составленный профиль дает ясное представление об общей интенсивности потерь внутриземной энергии в результате всех форм геотермальной активности и об относительной роли каждой из них в этом процессе. Учитывая тектоническую позицию Исландии, полученные данные интересно сопоставить с распределением теплового потока над срединно-океаническими хребтами.

До сих пор результаты измерений кондуктивного теплопотока были единственным основанием для суждений о геоэнергетическом режиме срединно-океанических хребтов. Никем не оспаривалось, что наряду с кондуктивным механизмом выноса глубинного тепла в этих структурах важную роль должен играть и вынос тепла вулканической и гидротермальной деятельностью, но непосредственно оценить его количественно в подводных участках хребтов не удастся. В результате над осевыми участками — рифтовыми долинами — срединных хребтов обычно фиксируется спад кондуктивного теплопотока вплоть до нулевых значений, легко объясняющийся снижением вертикального градиента температуры в очагах разгрузки глубинных флюидов на дне океана.

Как видно на рис. 4, конфигурация исландской интегральной кривой теплопотерь (10) отличается от профилей кондуктивного теплопотока над срединно-океаническими хребтами (кривые 6 и 7) лишь в их осевой части. Таким же образом эти профили отличаются и от теоретических распределений (кривые 8 и 9), выведенных из различных тепловых моделей срединки. В то же время кривая 10, хотя она в отличие от модельных и статистических представляет собой реальное, т. е. не нормализованное по расстоянию с учетом эффекта спрединга распределение, по форме ближе к теоретическим. Наибольшее сходство с исландской интегральной кривой теплопотерь обнаруживает распределение кондуктивного теплового потока, вытекающее из модели К. Ле-Пишона и М. Лангсета для Индо-Атлантического хребта (Le-Pichon, Langseth, 1969). Не следует, однако, переоценивать значение этого сходства, поскольку сами авторы упомянутой модели отмечают ее ограниченность из-за неучета конвективного теплопереноса, указывая, что приближение ее к реальности требует предварительного ответа на вопрос, «насколько значительны потери тепла, обусловленные разгрузкой вод земной коры в придонные воды океана». Изучение геотермальной активности в Исландии, как нам кажется, дает ответ на этот вопрос, определив как энергетический эффект процесса, так и его связь с подкоровыми глубинами.

Таким образом, выяснение геохимических и геоэнергетических особенностей современной геотермальной активности помогает решению геолого-тектонических задач, характеризуя специфику строения и развития различных участков земной коры.

В процессе работы авторы имели тесный контакт с исландскими коллегами, особенно с проф. С. Тораринссоном, проф. Г. Сигвалдасоном, д-ром Г. Палмасоном, д-ром С. Арнорссоном, которым они глубоко признательны за поддержку проведенных исследований, плодотворное обсуждение полученных результатов и предоставление ряда материалов. Авторы благодарят также всех товарищей по комплексной экспедиции АН СССР и ее руководителя члена-корр. АН СССР проф. В. В. Белоусова за ценные советы и помощь в проведении работ.

Большой вклад сделан в эту работу химиками Г. Д. Вайнреб, Л. И. Флейш и В. П. Щербак, выполнившими анализы вод и газов, и С. В. Тимаревой, измерявшей теплопроводность пород. Представленные в статье данные об изотопном составе гелия получены авторами при изучении собранного материала вместе с проф. Б. А. Мамыриным и Л. В. Хабариным, а серы — с В. И. Виноградовым. Содержание отдельных разделов статьи авторы обсуждали с членом-корр. АН СССР проф. Н. И. Хитаровым, проф. В. В. Ивановым и Я. Б. Смирновым, сделавшими важные замечания.

Литература

- Вернадский В. И.* Избранные сочинения, т. I—V. Изд-во АН СССР, 1954—1960.
- Виноградов В. И.* Изотопный состав серы термальных вод областей активного вулканизма. — В кн.: Очерки геохимии ртути и серы. «Наука», 1970.
- Виноградов В. И., Кононов В. И., Поляк Б. Г.* Изотопный состав серы в термопроявлениях Исландии. — Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 1.
- Дерпгольц В. Ф.* Гидросфера и хлор. — Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1.
- Иванов В. В.* О происхождении и классификации современных гидротерм. — Геохимия, 1960, № 5.
- Каменский И. Л., Якуцени В. П., Мамырин Б. А., Ануфриев Г. С., Толстихин И. Н.* Изотопы гелия в природе. — Геохимия, 1971, № 8.
- Кононов В. И., Поляк Б. Г.* Гидрохимическая зональность Исландии как отражение ее геологического строения. — Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 1.
- Кононов В. И., Мамырин Б. А., Поляк Б. Г., Хабарин Л. В.* Изотопы гелия в газах гидротерм Исландии. — Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 1.
- Кропоткин П. Н.* Проблема происхождения нефти. — Сов. геология, 1956, вып. 47.
- Крылов А. Я., Мамырин Б. А., Хабарин Л. В., Мазина Т. И., Силин Ю. И.* Изотопы гелия в коренных породах дна океанов. — Геохимия, 1974, № 8.

- Ларин В. Н.* О роли водорода в строении и эволюции Земли.—Тр. ИМГРЭ, 1971, вып. 6.
- Мамырин Б. А., Толстихин И. Н., Ануфриев Г. С., Каменский И. Л.* Аномальный изотопный состав гелия в вулканических газах. Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 5.
- Марков М. С., Аверьянов В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шубаев А. С.* Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотского региона.—Тр. ГИН, вып. 168. М., «Наука», 1967.
- Мацуо С.* О происхождении вулканических газов.—В кн.: Геохимия современных вулканических процессов. М., «Мир», 1965.
- Муратов М. В.* О тектоническом строении и положении Исландии.—Изв. вузов. Геол. и разведка, 1961, № 12.
- Поляк Б. Г.* Геотермические особенности области современного вулканизма. М., «Наука», 1966.
- Поляк Б. Г., Кононов В. И.* Геоэнергетическая зональность гидротермальной деятельности в Исландии.—Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 1.
- Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б.* Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов.—Геотектоника, 1968, № 4.
- Толстихин И. Н., Мамырин Б. А., Басков Е. А., Каменский И. Л., Ануфриев Г. С., Суриков С. Н.* Изотопы гелия в газах Курило-Камчатской вулканической области.—В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972.
- Тораринссон С.* Срединная зона Исландии.—В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970.
- Эллис А. Дж.* Химия некоторых исследованных геотермальных систем.—В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970.
- Arnorsson S.* Underground temperatures in hydrothermal areas in Iceland as deduced from the silica content of the thermal water.—Geothermics, 1970₁, sp. iss. 2, v. 1.
- Arnorsson S.* The distribution of some trace elements in thermal waters in Iceland.—Geothermics, 1970₂, sp. iss. 2, v. 1.
- Barth T. F. W.* Volcanic geology, hot springs and geysers of Iceland. Carnegie Inst. of Washington Publ. 587, 1950.
- Böðvarsson G.* Terrestrial heat balance in Iceland.—Timarit verkfraedingafelags Iceland, 1954, No. 6.
- Böðvarsson G.* Physical characteristics of natural heat resources in Iceland, U. N. Conf. New Sources Energy, Rome, Italy, 1961.
- Jakobsson S. P.* Chemistry and distribution pattern of recent basaltic rocks in Iceland.—Lithos, 1972, v. 5, No. 4.
- Lachenbruch A., Marshall B.* Heat flow and water temperature fluctuations in the Denmark Strait.—J. Geophys. Res., 1968, v. 73, p. 5829—5842.
- Le-Pichon X., Langseth M. G., Jr.* Heat flow from the mid-oceanic ridges and sea-floor spreading.—Tectonophysics, 1969, v. 8, No. 4—6, 319—344.
- MacKenzie D. P.* Some remarks on heat flow and gravity anomalies.—J. Geophys. Res., 1967, v. 72, p. 6261—6273.
- Palmason G.* On heat flow in Iceland in relation to the mid-Atlantic Ridge. In book «Iceland and mid-Ocean ridges». Reykjavik, 1967.
- Palmason G.* Crustal structure of Iceland from Explosion Seismology. Reykjavik, 1971.
- Palmason G.* Kinetic and Heat Flow in a volcanic Rift Zone with Application to Iceland.—Geophys. J. R. Astr. Soc., 33, 1974.
- Palmason G., Saemundsson K.* Iceland in relation to the Mid-Atlantic ridge. Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, v. 2, 1974, Orkustofnun, Reykjavik, OSJHD 7309.
- Sigvaldason G.* Chemistry of thermal waters and gases in Iceland.—Bull. volcanol., 1966, v. 29.
- Sigvaldason G. E., Cuellar G.* Geochemistry of the Ahuachapan Thermal Area, El Salvador, Central America.—Geothermics, 1970, sp. iss. 2.
- Talwani M., Windish S. S., Lanseth M. G., Jr.* Reykjanes Ridge Crest: A Detailed Geophysical Study.—J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 2.
- Thorarinsson S.* Some Problems of Volcanism in Iceland.—Geol. Rundschau., v. 57, 1967₁.
- Thorarinsson S.* Hekla and Katla. In book: Iceland and mid-ocean ridges», Reykjavik, 1967₂.
- Walker G. P. L.* The Breiddalur central volcano, eastern Iceland.—Quart. J. Geol. Soc., London, 1963, v. 119.
- Wilson S. H.* Sulphur isotope-ratios in relation to volcanological and geothermal problem.—Bull. volcanol., 1966, v. 29.

УДК 551.242.5

М. И. РОЗИНОВ**ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ПРОБЛЕМА
ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СТРУКТУР**

На основании оценки современных структурных элементов континентальной земной коры как закономерного результата исторического развития выделяются два самостоятельных типа платформенного режима, соответствующих состоянию необратимой консолидации коры и ее временной тектонической стабилизации. Намечаются главные типы поступательного тектонического развития, которые приводят к обособлению кратонов и разделяющих их поясов, сохраняющих подвижность в той или иной форме до новейшего времени. Рассматриваются принципы генетической типизации структур и уточняется их номенклатура.

Содержание понятия тектонической структуры как наиболее крупного составного элемента земной коры соответствует уровню наших общих представлений о закономерностях строения планеты в целом и типах ее тектонической эволюции. Такая эволюция выступает в виде определенной последовательности господствующих тектонических режимов.

Важнейшее достижение геотектонической науки, получившее отражение в учении о геосинклиналях, — вывод о том, что все континентальные структуры проходят принципиально сходный эволюционный путь, хотя и в разные периоды геологической истории, а их разнообразие определяется крайне неравномерным характером развития. В соответствии с этим выводом ведущим принципом тектонического районирования становится учет именно тех признаков, которые оттеняют черты неравномерности геологического развития. При этом решающим фактором типизации структур неизбежно оказываются такие особенности строения, которые наиболее полно раскрывают историческое значение элементов современной структуры.

**КОНЦЕПЦИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ
И ЯВЛЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ**

Согласно принятой геотектонической концепции, универсальный путь геологического развития состоит в циклической повторяемости (регенерации по Г. Штилле) геосинклинальных условий, с прекращением которой структуры земной коры утрачивают подвижность, и в их пределах устойчиво сохраняется платформенный режим. С последней геосинклинальной складчатостью заканчиваются процессы активной тектонической перестройки и возникают основные структурные формы, обнаруживающиеся в современном облике континентов. Использование возраста завершения геосинклинального развития в качестве главного критерия классификации тектонических структур, предложенное А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским, позволяет различать (Богданов и др., 1972): древние платформы, представляющие собой области дорифейской складчатости; разновозрастные складчатые области, находящиеся на

том или ином этапе перехода в подлинно платформенные структуры («молодые платформы» по Н. С. Шатскому, «области завершенной складчатости» по Ю. М. Шейнманну); области, которые, вероятно, еще не закончили своего геосинклинального развития.

Вместе с тем всесторонне разработанная идея строгой геосинклинальной цикличности как единственной формы выражения тектонической эволюции столкнулась в последние годы с новой для нее проблемой — проблемой послеплатформенной активизации тектонической деятельности, поиски решения которой создают предпосылки для дальнейшего ее совершенствования.

Постановка этой проблемы связана с открытием еще одной, не учтенной традиционной систематикой категории структур, образующихся в результате установления орогенного режима не вслед за геосинклинальным режимом, а после более или менее продолжительного периода господства платформенных условий. Подобные структуры, выделенные первоначально в качестве неотектонических элементов строения континентов (В. А. Обручев, Г. Ф. Мирчинк, В. И. Попов, Е. В. Павловский, Н. И. Николаев, С. С. Шульц, В. В. Белоусов), но диагностированные затем также в отдаленные эпохи их геологической истории, получили наиболее широкую известность под названием областей активизации (В. В. Белоусов, А. Д. Щеглов, Е. А. Раджевич) или эпиплатформенных орогенных областей (С. С. Шульц, А. Л. Яншин, В. Е. Хаин).

Неизбежно встал вопрос об исторической роли явления активизации. С одной стороны, необычная последовательность тектонических режимов, присущая этому явлению, позволяет оценивать его как самостоятельный, негеосинклинальный тип тектонического развития, с другой — известные факты эпиплатформенной регенерации геосинклинальных условий (Ю. А. Косыгин, А. Л. Яншин, М. В. Муратов, В. Е. Хаин, Л. Б. Вонгаз, Л. М. Парфенов) должны свидетельствовать о том, что тектоническая эволюция представляет собой прерывистый процесс, сводящийся к чередованию эпох возбуждения и затухания геологической активности. И в таком аспекте эпиплатформенная активизация может рассматриваться как естественное продолжение предшествующего, геосинклинального типа развития.

Пытаясь получить однозначный ответ на вопрос об исторической сущности явления активизации, мы оказываемся перед необходимостью уточнения сложившегося представления о платформенном режиме как тектонической обстановке, не только определяющей состояние самостоятельной категории структур (собственно платформ), но и присущей подвижным структурам на некотором промежуточном этапе их развития. Задача по существу сводится к выяснению возможности выделения двух типов платформенного режима, обладающих индивидуальными чертами, которые, отражая особенности состояния земных недр, раскрывали бы потенциальную способность структур к дальнейшему активному развитию. Ведущее значение среди подобных признаков принадлежит тем, которые непосредственным образом связаны с эндогенными формами геологической деятельности.

Методической основой решения этой задачи могут служить поиски признаков принципиальных различий между тектонической обстановкой, которая свойственна платформенным структурам, сохраняющим свою индивидуальность до наших дней и характеризующимся окончательной, с точки зрения ретроспективной оценки, потерей земной поверхностью былой подвижности, и обстановкой временного тектонического замирания, которое предшествует активизации (или регенерации) процессов тектогенеза. Отсутствие существенных различий будет выступать свидетельством в пользу представления (В. В. Белоусов, Н. И. Николаев) о том, что явление активизации знаменует вступление нашей планеты в качественно новую стадию геологической эволюции, не свя-

занную с предыдущим, геосинклинальным типом развития — стадию послеплатформенной подвижности. Установление же таких признаков будет характеризовать активизацию тектонической деятельности как закономерное продолжение геосинклинального типа развития и позволит отстаивать идею необратимой консолидации континентов, подчеркивая лишь незавершенность этого процесса. И, поскольку явление активизации должно будет означать продолжение процессов интенсивного структурообразования после окончания геосинклинальной складчатости, мы окажемся перед необходимостью переоценки используемых критериев типизации структур для более строгого разграничения главных категорий структурных элементов, определяющих современный облик континентов.

Если платформенные условия, присущие собственно платформам и областям последующей активизации, действительно обладают своими специфическими чертами, то наиболее рельефно их индивидуальные особенности должны выступать при сопоставлении соответствующих исторических рубежей развития соседних структур. Предпринимаемая автором попытка решения поставленной задачи базируется на результатах сравнительного анализа определенных этапов становления ряда платформ и смежных с ними областей новейшей или сравнительно недавней эпиплатформенной активизации.

ТИПЫ ПЛАТФОРМЕННОГО РЕЖИМА

Отправным моментом нашего анализа будет служить обзор материалов по Африканскому континенту, содержащихся в публикациях У. Кеннеди, Т. Клиффорда, Л. Каэна, С. Хоутона, Р. Фюрона, Ю. Шуберта, Ф. Дикси, Б. Кинга, Л. Кинга, Х. Оллсопа, Дж. Вейла, Р. Шеклтона, Р. Джонсона, Д. Джонса, М. Мак Элхинни, А. Вулли, М. Гарсона, П. Таннера, а также Н. А. Штрейса, С. Е. Колотухиной, М. В. Муратова, В. Е. Хаина, А. А. Богданова, А. И. Тугаринова, Н. А. Божко, Е. Е. Милановского, Д. И. Панова и др. Этот континент еще недавно принято было рассматривать как крупнейшую платформу с двумя наложенными на нее выразительными поясами эпиплатформенной активизации: Восточно-Африканским и Ливийско-Нигерийским. Между тем сейчас становится совершенно ясным, что распределение указанных поясов подчеркивает гетерогенный характер строения докембрийского основания континента и трассирует положение подвижных структур, сохранявших высокую тектоническую активность вплоть до гренвилльской или байкальской эпохи.

Восточно-Африканский пояс представлен главным образом рифтовой системой, обходящей древние архейские массивы и в большинстве случаев наследующей в самых общих чертах структурный план разделяющих их протерозойских и рифейских складчатых систем. Эпоха завершения геологической активности в пределах архейских массивов датируется периодом 1950—1750 млн. лет (рис. 1). Она знаменовалась размещением Бушвельдского комплекса и последующим формированием серий платформенных отложений с многочисленными телами траппов: Уотерберг (Трансваальский массив), Умкондо (Родезийский массив), Франсвиль (Конголезский массив), Букоба (Танзанийский массив). Одновременно накопление сходных осадочных образований происходило и в складчатом обрамлении массивов. Наиболее полно это событие документировано вокруг Родезийского массива распространением осадочных толщ, близких по литологическим особенностям отложениям серии Умкондо, на территории Мозамбикского пояса и зоны Замбези. Единственным существенным отличием этих толщ являлось отсутствие траппов.

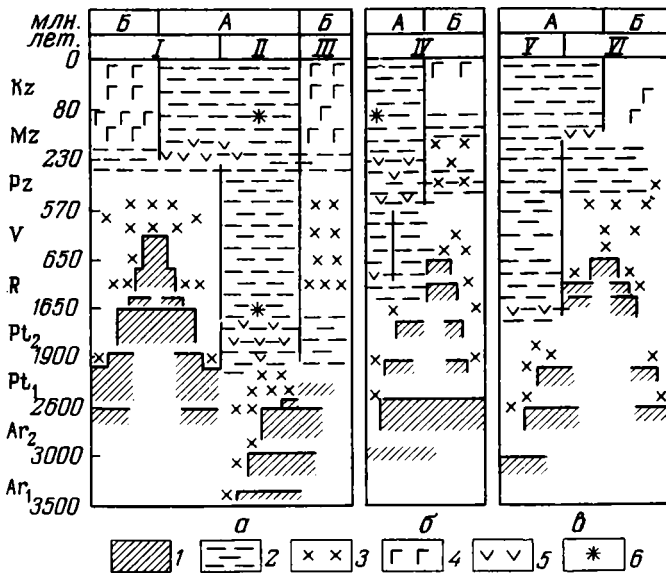


Рис. 1. Схема тектонического развития Восточной (а) и Западной (б) Африки и Южной Америки (е). 1, 2 — типы тектонического режима: 1 — геосинклиальный, 2 — платформенный; 3—6 — продукты магматической деятельности: 3 — граниты, 4 — щелочные породы среднего, основного и ультраосновного состава (преимущественно щелочные базальтоиды), 5 — траппы, 6 — алмазоносные кимберлиты. А, Б — современные структуры: А — платформы, Б — области активизации. I, II, III — Восточная Африка: I — протерозойские эвгеосинклиальные системы Убенди, Рузизи, Кибали, Лукоши (2100—1600 млн. лет), рифейские миогеосинклиальные системы Кибара, Ируми (до 1400—1300 млн. лет с гранитами 1100—900 млн. лет), вендские миогеосинклиальные системы Дамара, Катанга (до 600 млн. лет с гранитами 600—450 млн. лет); II — архейские системы Свазиленд (3400—3000 млн. лет), Доминион-Риф (3100—2800), Витватерсранд и Вентерсдорп (2900—2300) Трансваальского массива, Себаквий (3300), Булавай (3300—3000) и Шамвай (3000—2650) Родезийского массива, Додома и Ньянза (3250—3150) Танзанийского массива; III — Мозамбикский пояс; IV — Западная Африка: протерозойские системы (последовательно эв- и миогеосинклиальные) — Биримская (2200—1900 млн. лет), Фарузийская (1850—1700), Берберская и др., включая архейские образования серий Камбюи (3000—2900), Амсага (2800—2500), а также загориды, суггариды (2800—2700); рифейские миогеосинклиальные системы — Мавританская, Атакорская, Угарта, Гурмы, Дагомеи (до 1300—900 и 650—600 млн. лет). V, VI — Южная Америка: V — Гвианский и Западно-Бразильский массивы, комплексы Иматака (3200—3000 млн. лет) и Гвианский с двумя сериями (до 2700—2500 и 2200—1800 млн. лет); VI — системы бразилид, включающие серии Эспиньясу (1800—1300), Минас (до 1100—800), Итаколоми (до 700—500 млн. лет)

Граница распространения среднепротерозойских траппов оказалась в дальнейшем тем естественным рубежом, который разделил области устойчивого сохранения платформенного состояния и размещения алмазосносных кимберлитов (внутри массива) и интенсивного развития складчатых деформаций, метаморфизма и гранитизации в течение рифея и раннего палеозоя (1100—1000 и 650—400 млн. лет) (рис. 2). Расширение областей устойчивого сохранения платформенного режима произошло в мезозое, вслед за образованием юрской трапповой формации, завершившей повсеместное осадконакопление Карру и получившей распространение помимо древних массивов на территории некоторых из разделявших их складчатых систем. После этого наметилась четкая индивидуализация структур, избежавших проявления траппового магматизма, сохранивших подвижность и ставших ареной развития процессов рифтогенеза и интенсивного щелочно-базальтоидного вулканизма.

Ливийско-Нигерийский пояс активизации обозначается на юге рифтовой зоной Бенуэ и далее к северу горными поднятиями плато Джос, Аир, Хоггар, Тибести, обрамляя с востока Западно-Африканскую плат-

форму. Обособление этих структурных элементов наметилось после эбурнейской эпохи гранитообразования (около 2000 млн. лет) вслед за накоплением на обширной территории красноцветных и молассовых образований серий Тарквий и Уэд Сус, прорванных гранитами с возрастом 1650 млн. лет (см. рис. 1). Внутри платформенной области в рифее формировался маломощный чехол осадочных отложений, которые постепенно по простиранию переходят в более мощные толщи, заполнявшие прогибы, расположенные в пределах обрамляющих ее с востока и запада складчатых зон (Анти-Атласа, Мавританской, Атакорской, Гурмы, Угарта, Дагомеи). Позднее в этих зонах проявилось несколько эпох складчатости, метаморфизма и гранитообразования (в интервалах 1300—900 и 650—450 млн. лет), тогда как территория Западно-Африканской платформы стала ареной проявления траптов (1200—1000 млн. лет и, возможно, 1700 млн. лет) и алмазоносных кимберлитов (1400 млн. лет) (Machens, 1966; Knopf, 1970). Становление траптовой формации здесь про-

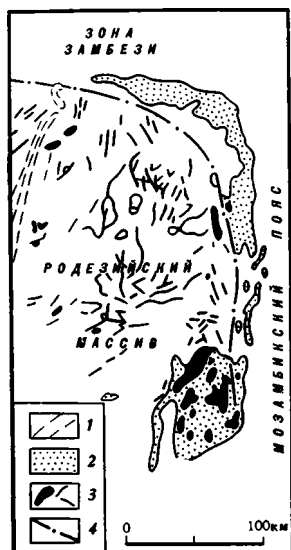


Рис. 2

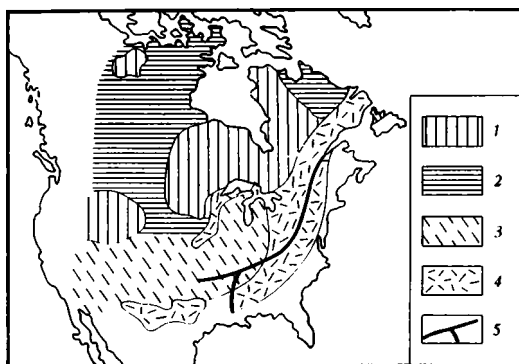


Рис. 3

Рис. 2. Схема распространения среднепротерозойских траптов в пределах Родезийского массива, по Дж. Вейлу (Vail, 1966, 1970). 1 — контуры Великой Дайки, 2 — осадочные отложения серии Умкондо, 3 — дайки и силлы долеритов, 4 — граница массива, к востоку и северу от которой осадки Умкондо дислоцированы и метаморфизованы: в интервале 50 км степень метаморфизма возрастает от хлоритовой до силлиманитовой фации

Рис. 3. Схема структуры фундамента Северо-Американской платформы, по Р. Зартману и Дж. Вассербургу (Zartman, Wasserburg, 1969). 1—4 — разновозрастные структуры: 1 — кеноранские (2400 млн. лет), 2 — гудзонские (2400—1700); 3 — эльсонские (1700—1200), 4 — гренильские (1200—900); 5 — положение Миссисиппо-Лаврентьевского пояса активизации

должалось в течение ордовика (Б. М. Владимиров, М. М. Одинцов), перми и триаса, а в мелу вновь произошло внедрение алмазоносных кимберлитов. На территории же Ливийско-Нигерийского пояса в связи с поднятием блоков фундамента формировались комплексы палеозойских и мезозойских гранитов, а в новейшее время развернулся щелочно-базальтовый вулканизм (Black, Girard, 1970).

На окраине Южно-Американской платформы выделяется Восточно-Бразильский пояс активизации, представленный системой молодых разломов и рифтовой зоной, обладающей, по мнению Л. Кинга, чертами морфологического сходства с Африканской рифтовой системой. Результатами же исследований Ф. Альмейда, Е. Феррейра, Б. Шуберта, Г. Амарала, У. Кордани, У. Пинсона, П. Харлея, С. Е. Колотухиной, А. А. Богданова, В. Е. Хаина, Н. А. Берзина выявляется подобие Восточно-Бра-

зильского пояса по типу развития Ливийско-Нигерийскому поясу (см. рис. 1). Ядро Южно-Американской платформы составляют архейские и раннепротерозойские массивы — Гвианский и Западно-Бразильский, геологическая активность которых завершилась около 1700—1600 млн. лет назад образованием осадочных отложений и траппов серии Рораима. К востоку от древних массивов располагался геосинклинально-складчатый пояс, состоявший из двух систем: Центрально-Бразильской и Восточно-Бразильской (Хаин, 1971). На территории пояса развитие геосинклинальных процессов продолжалось до конца рифея, а в венде и раннем палеозое (700—500 млн. лет) широко развернулось гранитообразование. С раннего палеозоя на территории древних массивов и западной части подвижного пояса (Центрально-Бразильская система) накапливается осадочный чехол, а на границе юры и мела в пределах оформившихся синеклиз (Амазонской, Мараньяо, Сан-Франсиску, Парано) произошло образование трапповой формации. Между тем Восточно-Бразильская система, выделявшаяся тенденцией к устойчивому воздыманию, в мелу и кайнозое стала ареной процессов обновления субмеридиональных разломов, заложения вдоль них молодых грабенов и становления комплексов щелочных базальтоидов.

Вдоль Северо-Американской платформы, параллельно Аппалачской складчатой системе герцинид, протягивается своеобразный Миссисипско-Лаврентьевский пояс активизации. Он представлен рифтовой зоной р. Святого Лаврентия на северном фланге и трогом долины р. Миссисипи на южном. В центральной своей части он обозначается выделенной в 1923 г. Дж. Спёрром Миссисипско-Аппалачской зоной разломов, которая трассируется не только нарушениями осадочного чехла, но и выходами тел щелочных базальтоидов палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. Эта зона прослеживается западнее Аппалачей через Вермонт, Нью-Йорк, Пенсильванию, Вирджинию в Кентукки и Иллинойс, где она разветвляется. Одна ветвь продолжается на юг вдоль осевой части впадины нижнего течения р. Миссисипи под покровом верхнемеловых и кайнозойских осадков. Другая отходит в западном направлении в Миссури и Канзас параллельно складчатой системе Уачита. Участки Миссисипско-Лаврентьевского пояса активизации выделяются среди платформенного окружения высокой современной сейсмичностью.

В соответствии с результатами исследований А. Ирдли, Ф. Кинга, Г. Гэстила, Ч. Стоквелла, А. Энгеля, Р. Бейли, Г. Вассербурга, Р. Зартмана, С. Голдича, Г. Мюррея, Е. Бреке, М. Брока, А. Хейла, П. Курмарепели, Р. Дойга, А. А. Бакирова, М. В. Муратова, В. Е. Хаина, Л. И. Салопа, А. К. Башарина, В. И. Шульдинера выясняется наследование рассматриваемым поясом активизации пространственного положения Гренвильского складчатого пояса (рис. 3). Структурный остов Северо-Американской платформы составляет провинция Сьюпериор, консолидированная в раннем протерозое после завершения кеноранских движений (2800—2400 млн. лет) и формирования древнего комплекса траппов (2100 млн. лет). По ее периферии развитие геосинклинальных процессов, а также гранитообразования (особенно интенсивного в пределах складчатых сооружений западной провинции Черчилл (Муратов, 1970) продолжалось до гудзонской эпохи (1900—1650 млн. лет). Последовавшее затем накопление осадочного чехла (серия Кивиноу) завершилось становлением молодого комплекса траппов (1100 млн. лет). Внутри Гренвильского пояса наряду с кеноранскими и гудзонскими событиями широко проявилась тектоническая деятельность эльсонской (1450—1300 млн. лет) и гренвильской (1100—900 млн. лет) эпох. К концу палеозоя или в мезозое после периода накопления осадочного чехла здесь возникла Миссисипско-Аппалачская зона разрывных нарушений, вдоль которой были размещены тела щелочных пород и сформировались телетермальные месторождения (Wock, Neyl, 1961). В позднем

мелу на южном ее фланге, на участке исключительно напряженной разрывной тектоники, заложилась впадина нижнего течения р. Миссисипи (Murray, 1961). На севере продолжалось развитие рифтовой зоны р. Святого Лаврентия, наметившейся еще к началу палеозоя.

В пределах Балтийского щита обозначаются две зоны позднепалеозойской активизации: Кольская и Sveконорвежская, разделенные Карельско-Финляндской и Sveкофенской зонами среднепротерозойской консолидации. В соответствии с данными М. В. Муратова (1970), С. Б. Лобач-Жученко и его соавторов (1972) эти зоны различаются представительностью архейского основания среди раннепротерозойских складчатых сооружений ранних и поздних карелид и интенсивностью проявления процессов среднепротерозойского гранитообразования (1950—1700 млн. лет). В рифее после формирования комплексов рапакиви (1650 млн. лет) в разных частях щита имело место накопление платформенных отложений иотнийской серии. На территории Карельско-Финляндской и Sveкофенской зон в отличие от первых двух зон оно сопровождалось размещением траппов, получивших в дальнейшем распространение и в других районах Восточно-Европейской платформы. Sveконорвежская зона оставалась еще в течение первой половины рифея ареной активного развития гранитного магматизма (1000—900 млн. лет). А затем здесь, как и в пределах Кольской зоны, образовались палеозойские комплексы щелочных пород ультраосновного (Фен, Ковдор), а позднее среднего состава (район грабена Осло, Хибинский и Ловозерский массивы).

В северном обрамлении Индийского щита располагается горная система Гималаев, которая в соответствии с выводами А. Ганссера, Д. Крумменахера, Б. А. Петрушевского может рассматриваться в качестве области новейшего эпиплатформенного орогенеза. Южная и восточная части Индийского щита, сложенные архейскими гнейсами и гранитами, толщами Дарварской системы (2900—2700 и 2450—2300 млн. лет) и образованиями Восточно-Гатской складчатой системы (2600—2000 млн. лет с гранитами 1650—1500 млн. лет), закончили свое активное тектоническое развитие к эпохе накопления платформенных отложений и размещения траппов кудапахской серии (1500—1200 млн. лет). Последующая тектоническая деятельность была сосредоточена на севере в пределах Сатпурской и Делийской складчатых систем, эволюционировавших соответственно до 1000—900 млн. лет и 730 млн. лет. На границе мезозоя и кайнозоя в северо-западной части полуострова эти структуры были перекрыты декканской трапповой серией, завершившей оформление Индостанской платформы, внутри которой проявились алмазоносные кимберлиты. По ее периферии зоны Низких и Высоких Гималаев, представленные выходами гнейсового комплекса, метаморфизованного в сатпурскую эпоху, характеризовались тенденцией к устойчивому воздыманию и в кайнозое подверглись повторному действию термальных процессов, результатом которого явилось региональное омоложение радиометрического возраста гнейсов (30—10 млн. лет).

Вдоль южной окраины Сибирской платформы протягивается еще одна область активизации, включающая структуры Алданского щита и Становой складчатой системы. По данным Ю. А. Косыгина, Н. Г. Судовикова, А. Н. Неелова, Ю. К. Дзевановского, Е. П. Миронюка, Л. М. Парфенова, Л. И. Салопы, В. А. Рудника, тектонический каркас платформы образуют архейские структуры, ограниченные на юге Становой раннепротерозойской складчатой системой. Важнейшим событием, ознаменовавшим окончательное оформление Сибирской платформы, явилось становление трапповой формации, которое началось, по мнению В. Л. Масайтиса, в рифее и с нарастающей интенсивностью продолжалось до начала мезозоя. Параллельно с этим происходило размещение алмазоносных кимберлитов. Между тем вдоль южной окраины плат-

формы (на Алданском щите), согласно результатам исследований Э. К. Герлинга, М. М. Мануйловой, А. Н. Угрюмова, В. И. Казанского, В. А. Рудника, неоднократно возобновлялись процессы термальной активности, приводившие к омоложению радиометрического возраста архейских пород. В венде образовались щелочные ультраосновные интрузии с карбонатитами, а в мезозое в связи с оживлением системы разломов возник комплекс калиевых щелочных пород. В пределах Становой системы процессы термальной активности разворачивались вплоть до мезозоя, когда получил развитие мощный импульс регионального гранитообразования, охватившего также байкалиды, каледониды, герциниды и мезозоиды забайкальского фланга складчатого обрамления Сибирской платформы. В позднем кайнозое здесь проявился щелочно-базальтовый вулканизм, который достиг наибольшего размаха в границах Байкальской рифтовой зоны.

Обширная область активизации оформилась в течение этого же периода времени на территории Китайской платформы (Тектоника Евразии, 1966; Кузнецов, Яншин, 1967). Архейские и протерозойские складчатые сооружения ее были погребены под мощным осадочным чехлом среднего рифея — палеозоя. Однако вместо становления траппов в мезозое широко развернулась интенсивная тектоническая деятельность, которая сопровождалась складчатыми и дизъюнктивными деформациями чехла, заложением системы грабенов, размещением крупных интрузий гранитоидов и образованием серий эффузивных пород кислого и среднего состава. В кайнозое магматическая активность этой территории характеризовалась распространением продуктов щелочно-базальтового вулканизма.

Заканчивая региональный обзор, мы обратим еще внимание на молодые платформы. Сопоставление таких структур, как Западно-Сибирская платформа и Центрально-Европейская область эпиплатформенной активизации, позволяет обнаружить исторические корни различий в современном облике герцинских складчатых сооружений. В обоих регионах с конца палеозоя на гетерогенном складчатом основании начал накапливаться платформенный чехол. На территории Западной Сибири в триасе возникла трапповая формация, после чего здесь окончательно утвердился платформенный режим. В Центральной Европе в результате возбуждения в мелу и кайнозое германотипных движений произошло поднятие блоков фундамента, оформление наложенных впадин (включая Рейнский грабен) и внедрение щелочных базальтоидов. Сходным типом развития характеризовалась и территория Тянь-Шаня.

Рассмотренные примеры свидетельствуют о существовании двух самостоятельных типов платформенного режима. Эти типы, обладая сходством поверхностной геологической обстановки, различаются характером эндогенных процессов, отражающих особенности состояния земных недр. Первый фиксируется проявлением магматических формаций траппов и в ряде случаев алмазонасных кимберлитов и знаменует необратимую потерю структурами подвижности и способности к гранитообразованию. Второй тип отличается амагматичностью, иногда развитием процессов термальной активности, и характеризует временную стабилизацию структур, которая неизбежно сменяется новым импульсом интенсивных тектонических движений, реализующихся в форме тектонической активизации (см. рис. 1, 2). По-видимому, этот же тип тектонического режима предшествует регенерации геосинклинальных условий. Во всяком случае нигде на срединных массивах или внутренних геантиклинальных поднятиях, особенности строения которых позволяют судить о событиях, предшествовавших регенерации, не представлены траппы. И если первый тип платформенного режима может быть назван «кратонным», то для определения другого можно использовать термин «квазикратонный».

Выделенные типы платформенного режима имеют совершенно различное значение для формирования континентальных структур в их современном виде. Это обстоятельство заставляет нас оценивать традиционное понятие платформенной структуры (а также ее главных элементов — щитов и плит) как чисто морфологическое, не имеющее генетического содержания.

Необратимость, повсеместное сохранение кратонного режима до наших дней, независимо от времени установления является свидетельством его самостоятельного структурообразующего значения, свидетельством достижения современными структурами некоторого предельного, равновесного состояния, характеризующегося окончательной утратой ими подвижности, а с нею и способности к дальнейшему прогрессивному развитию (рис. 1). На этом основании области с утвердившимся кратонным режимом могут быть квалифицированы в качестве самостоятельной генетической категории структур, определяемой понятием собственно кратонов. Структуры такого типа бывают представлены как щитами, так и плитами, они имеют крупные размеры или соответствуют отдельным массивам (подобным Трансваальскому, Родезийскому, Танзанийскому), они могут возникать не только в докембрии, но и в течение фанерозы (Западно-Сибирская плита). Их развитие знаменуется в большинстве случаев исключительно высокой интенсивностью тектонической деятельности в ранние периоды геологической истории (архейский, раннепротерозойский) и последующей необратимой стабилизацией. В результате такого типа развития оформился структурный каркас всех без исключения континентов.

Неустойчивость (в историческом аспекте), потенциальная неравновесность квазикратонного режима служит решающим фактором оценки его как некоторого промежуточного звена последовательного ряда тектонических режимов, присущих явлениям регенерации и активизации и характеризующих поступательное, стадийное развитие структур, которые, сохраняя подвижность до настоящего времени, могут быть по праву названы подвижными поясами. Им свойственно преимущественно более позднее вступление в активную геологическую жизнь и замедленный темп развития с чередованием эпох возбуждения и ослабления тектонической деятельности. Закономерное чередование тектонических режимов в процессе эволюции подвижных поясов обуславливает периодическую смену возникающих в их пределах структурных образований, которые в соответствии с господствующим типом режима диагностируются как собственно геосинклинальные области, эпигеосинклинальные орогенные области, области стабилизации и области активизации.

Еще одним важнейшим свойством подвижных поясов оказывается неравномерный характер их развития, предопределяющий существование латеральных рядов перечисленных структурных элементов, обладающих разными типами тектонических режимов и отвечающих различным стадиям общей тектонической эволюции. Эта особенность выражается, в частности, в форме тесной пространственной сопряженности геосинклинальных и эпигеосинклинальных орогенных областей с областями активизации, которые квалифицируются в подобных случаях как структуры геосинклинальных рам (В. И. Смирнов), отраженной активизации (М. И. Ициксон, А. И. Семенов), резонансно-тектонические (Ю. М. Пушаровский), тергальные (С. А. Захаров), перигеосинклинальные области активизации (В. Е. Хаин).

Отдельные этапы эволюционного пути развития подвижных поясов раскрывают его циклический характер, который, приобретая различную форму, фиксирует общую направленность этого развития. В начале

пути мы имеем дело с проявлением относительно полной цикличности, выражающейся в форме регенерации, которая представляет собой повторение почти всех (и преимущественно начальных) стадий эволюции, за исключением стадии финального вулканизма. Затем в последовательных циклах в соответствии с выводами Н. С. Шатского, А. В. Пейве, В. М. Синицына, Н. П. Хераскова, В. Е. Ханна происходит сокращение продолжительности и снижение выразительности начальных стадий и возрастание относительной роли эпигеосинклинальных орогенных стадий. Далее, с утратой структурами способности к регенерации цикличность обнаруживается в редуцированном виде, в форме повторения только поздней, орогенной стадии (явление активизации).

Утверждение процессов активизации означает вырождение геосинклинального режима и сохранение подвижными структурами способности к воспроизведению лишь эпигеосинклинальных орогенных условий. Эта черта процессов активизации подчеркивается почти всеми исследователями при определении областей проявления их проявления как структур возрожденных гор (В. А. Обручев), аркогенных (Е. В. Павловский), орогенных (Н. И. Николаев, С. С. Шульц, Н. П. Херасков), дейтероорогенных (К. В. Боголепов), постконсолидационных орогенных (Э. Н. Янов), глыбовых (Г. Ф. Мирчинк, Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко), сводовых (И. В. Корешков), сводово-глыбовых (Е. Д. Карпова), ревивации (М. С. Нагибина), дива (Чень Го-да, В. Л. Масайтис, Ю. Г. Старицкий), подвижных областей негеосинклинального ряда (Л. И. Красный), террасинклиналей (Ю. А. Косыгин, И. В. Лучицкий), эпигоналей (Ю. В. Комаров, П. М. Хренов).

Вместе с тем прогрессивное развитие процессов активизации ведет к дальнейшей необратимой трансформации подвижных структур. Выделенные А. Д. Щегловым (1968) последовательные стадии разворачивания активизации («гранитная» и «базальтовая») имеют универсальное значение. Они намечают неуклонное возрастание роли глыбовых, германотипных движений (вплоть до оформления рифтовых систем), окончательную утрату структурами способности к генерации гранитов и утверждение щелочно-базальтоидного магматизма, необратимую смену процессов высокотемпературного рудогенеза, связанного с гранитообразованием, эпи- и телетермальным рудоотложением. Именно последняя стадия активизации может быть с полным основанием параллелизована со стадией финального вулканизма Г. Штилле как конечного, предкратонного этапа развития подвижных структур, неповторимого во всей их преемствующей геологической истории.

Практически все области недавней или современной активизации входят как раз на этой стадии развития. Одни из них вступили в нее только в позднем кайнозое. В пределах других она началась еще в палеозое или даже рифее (Алданский щит, Восточно-Африканский пояс) и знаменовалась неоднократным размещением комплексов щелочных пород среднего, основного и ультраосновного состава. Во многих областях современной стабилизации установление квазикратонного режима прервало развитие процессов активизации как раз поздней, щелочно-базальтоидной стадии (Кольская и Свеконорвежская зоны Балтийского щита, Украинский щит, Миссисипско-Лаврентьевский пояс).

Вступление большей части подвижных поясов в базальтовую (по В. В. Белоусову) стадию геологической эволюции может оцениваться в свете изложенного как свидетельство прогрессирующей кратонизации континентов. Генетическая сущность кратонизации раскрывается нарушением взаимосвязи между поведением земной поверхности и характером магматической деятельности. Свойственная развитию подвижных поясов четкая зависимость между этими процессами, фиксируемая результатами формационного анализа, служит показателем активного участия в эндогенных преобразованиях верхних уровней литосферы,

движения которых находят непосредственное отражение в поведении земной поверхности. В пределах кратонов магматическая активность продолжается на фоне критического ослабления поверхностных движений. Проявляясь в форме излияний колоссальных объемов однообразных по составу жидких толеитовых магм, она может быть следствием стремительного подъема высокотемпературных расплавов с очень большой глубины. Для алмазоносных кимберлитов, формирующихся параллельно с траппами, допускается глубина генерации порядка 200—250 км (В. С. Соболев, Дж. Доусон, Дж. Кеннеди, М. О'Хара). Под таким углом зрения кратонизация может означать необратимое перемещение фронта эндогенных движений на глубинные уровни, не оказывающие прямого воздействия на поведение земной поверхности.

ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Оценивая современный облик континентов как закономерный результат их неравномерного исторического развития, мы можем выделить вслед за М. В. Муратовым две крупнейшие категории их тектонических структур.

А. Кратоны, характеризующиеся зрелым равновесным состоянием земной коры со свойственным ему проявлением траппов, а также алмазоносных кимберлитов.

Б. Подвижные пояса, отдельные части которых находятся на различных стадиях поступательного развития и представлены следующими структурными элементами:

1) геосинклинально-складчатыми областями, вступившими в андезитовую стадию и, возможно, не утратившими способности к регенерации геосинклинальных условий;

2) областями активизации, которые, включая зоны разновозрастного завершения геосинклинального развития, достигли конечной, щелочно-базальтовой стадии;

3) областями стабилизации, которые оказались к настоящему моменту на квазикратонной (амагматической) стадии, они избежали новейшей активизации, но и не стали ареной размещения траппов (Казахстан, Туранская плита, плита Мидконтинента Северной Америки).

Задача практического разграничения двух крупнейших категорий структур, сравнительно просто решаемая при наличии резкой границы между ними, подобно тому, как это имеет место между Родезийским массивом и Мозамбикским поясом (рис. 2), в других случаях усложняется двумя обстоятельствами. Во-первых, в направлении от центра к периферическим частям кратонов нередко происходит ослабление интенсивности траппового, так же как и кимберлитового (по В. А. Милашеву), магматизма. Во-вторых, вокруг кратонов, на границе их с подвижными поясами, иногда располагаются зоны, в пределах которых платформенные отложения вместе с развитыми здесь траппами вовлекаются в активные тектонические движения. Так, интенсивные деформации траппов широко представлены вокруг Сибирской платформы: на территории Предверхоянского краевого прогиба, Верхоянского антиклинория, Сетте-Дабана, Южно-Таймырской зоны, в Туруханско-Норильском районе. Африканские траппы дислоцированы в Анти-Атласе и на севере Капской провинции, индоостанские — в Низких Гималаях, южноамериканские траппы Рораимы вовлечены в новейшие поднятия. Важнейшим диагностическим признаком подобных пограничных зон деформаций оказывается отсутствие, как правило, в их пределах проявлений позднейшего гранитного магматизма, свойственного эволюции смежных подвижных поясов. И кроме того, в отдельных случаях, в частности в Верхоянском антиклинории (Ивенсен, Амузинский, 1973), после завершения складчатых деформаций на их территории возобновляется

трапповый магматизм. Эти факты могут иметь решающее значение для определения таких пограничных зон в качестве особых, окраиннократонных структур.

Кратоны и подвижные пояса представляют собой два эволюционных ряда последовательно формирующихся структурных элементов, которые соответствуют двум типам тектонического развития. Хотя эти ряды различаются не столько принципиальной направленностью эволюции, сколько ее темпом, каждый из них имеет самостоятельное генетическое значение. Оно состоит в том, что структуры земной коры, следуя тому или иному типу развития, приходят к некоторому общему (в рамках данного ряда, но качественно различному в разных рядах) состоянию. И если кратоны обозначают полностью заверченный ряд, то области активизации и отчасти области стабилизации, характеризующиеся проявлением на предквизикратонной стадии щелочно-базальтоидного магматизма, могут рассматриваться в качестве конечных элементов эволюции собственно подвижных структур (отвечающих ее базальтовой стадии). И поскольку отдельные структуры определенного ряда, преодолевая один и тот же эволюционный путь, достигают конечного его рубежа неодновременно (как результат общей неравномерности геологического развития), мы получаем объективную возможность для дальнейшего подразделения главных категорий структур на исторической основе, для выделения внутри каждого эволюционного ряда нескольких типов структур, индивидуализированных, так же как и сами ряды структур, по темпу развития.

Использование с такой целью возраста последней геосинклинальной складчатости имеет ограниченное значение, так как этот признак не отражает особенностей послегеосинклинального периода истории (нередко достаточно продолжительного), знаменующегося эпохами активизации и структурной перестройки. Универсальным критерием типизации структур, достигших того или иного предельного состояния, является возрастной рубеж, соответствующий эпохе завершения гранитного магматизма. Способность к гранитообразованию составляет неотъемлемое и отличительное свойство континентальных структур на протяжении не только геосинклинального, но и значительной части послегеосинклинального периодов их развития. Утрата ими такой способности и необратимая смена гранитного магматизма базальтовым вулканизмом означает исчерпание их энергетического потенциала и фиксирует качественный сдвиг в состоянии земных недр. Этот возрастной рубеж, отражая интенсивность проявления процессов гранитообразования во времени, служит показателем общего темпа развития структур в геологической истории. Он имеет важнейшее металлогеническое значение.

Кроме того, гранитные плутоны являются идеальной формой геологической документации, сохраняясь на различных уровнях эрозионного среза и представляя собой наиболее благоприятный объект радиологической датировки. Наше знание докембрийской истории во многих случаях обязано скорее геохронологии эпох гранитообразования, чем циклов осадконакопления. Последнее обстоятельство уже давно предопределило широкое применение предлагаемого критерия в целях разделения структур. В этом состоит серьезное преимущество практического использования в качестве критерия тектонической классификации возраста заключительной эпохи гранитообразования перед возрастом начальной эпохи размещения траппов и алмазоносных кимберлитов (для кратонов) или эпохи проявления финального щелочно-базальтоидного магматизма (для подвижных областей).

На такой основе могут быть выделены пять типов кратонов.

1) Трансваальский, раннепротерозойского завершения процессов гранитообразования (массивы Южной, Восточной и Центральной Африки, провинция Сьюперитор Канадского щита, Сибирская платформа).

2) Гвианский, среднепротерозойский (Гвианский и Западно-Бразильский массивы, провинция Черчилл Канадского щита, Западно-Африканская платформа, Восточно-Европейская платформа, Свекофенская и Карельско-Финляндская зоны Балтийского щита, южная и восточная части Индийского щита, Западно-Австралийский щит).

3) Бразильский, рифей-раннепалеозойский (Бразильская, Южно-Африканская, Восточно-Антарктическая платформы, северо-западная часть Индийского щита).

4) Западно-Сибирский, позднепалеозойский (Западно-Сибирская платформа, Скифская плита).

5) Колумбийский, мезозойский (Колумбийское плато западной части Северной Америки).

Внутри полного эволюционного ряда подвижных структур различаются следующие типы.

1) Алданский, протерозойский (Алданский щит, Кольская зона Балтийского щита, Украинский щит).

2) Гренвилльский, рифейский (Миссисипско-Лаврентьевский пояс, Свеконорвежская зона Балтийского щита).

3) Мозамбикский, раннепалеозойский (Восточно-Африканский и Восточно-Бразильский пояса).

4) Центральноазиатский, позднепалеозойский (Тянь-Шанская, Алтайская, Куньлунская, а также Западно-Европейская области).

5) Восточноазиатский, мезозойский (Забайкальская, Становая, Верхояно-Чукотская, Катазиатская, Восточно-Монгольская области, Китайская платформа, Ливийско-Нигерийский пояс).

6) Кордильерский, кайнозойский (область Скалистых гор, плато Колорадо и провинции Бассейнов и Хребтов Северной Америки, Сихотэ-Алинская область).

Типы структур могут быть подразделены в свою очередь на классы по возрасту завершающей геосинклинальной складчатости в соответствии со сложившейся схемой тектонического районирования. Этот признак раскрывает соотношение процессов регенерации и активизации в истории эволюции однотипных структур (например, Становой, Байкальской, Катазиатской и Верхояно-Чукотской областей восточноазиатского типа). Дальнейшее деление классов на семейства структур может базироваться на оценке темпа геосинклинального развития и сводиться (по предложению В. Е. Хаина) к диагностике областей прерывистого или сквозного геосинклинального развития. В свою очередь внутри данного семейства следует выделять виды структур по соотношению в истории геосинклинального развития эв- и миогеосинклинальных типов.

ВЫВОДЫ

1. Оценка современных структурных элементов континентальной земной коры как закономерного результата исторического развития позволяет наметить два типа платформенных условий. Один из них характеризуется проявлением траппового магматизма, нередко в сочетании с алмазонасными кимберлитами, и выражает состояние необратимой консолидации коры. Он имеет самостоятельное структурообразующее значение и может служить основанием для выделения особой категории структур — собственно кратонов. Другой тип (амагматический) знаменует состояние временной тектонической стабилизации, разделяющей эпохи периодической регенерации геосинклинальных условий или последующей орогенной активизации. Подобная смена тектонических режимов свойственна эволюции подвижных поясов в широком понимании.

2. Важнейшим критерием генетической типизации как кратонов, так и большинства подвижных поясов (с утвердившимся щелочно-базальтоидным магматизмом) является возрастной рубеж, соответствующий

эпохе окончательного завершения процессов гранитообразования. Возраст последней геосинклинальной складчатости служит дополнительным признаком, который раскрывает соотношение процессов регенерации и активизации в истории развития однотипных структур.

Литература

- Богданов А. А., Зоненшайн Л. П., Муратов М. В., Наливкин В. Д., Пуцаровский Ю. М., Хаин В. Е., Цейслер В. М., Штрейс Н. А. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков.— Геотектоника, 1972, № 5.
- Ивсен Ю. П., Амузинский В. А. Раннемезозойский «ленский» базальтоидный вулканоплутонический комплекс западной окраины Верхояно-Чукотской складчатой области.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли, М., 1973.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника.— Геол. и геофизика, 1967, № 10.
- Лобач-Жученко С. Б., Кратц О. К., Герлинг Э. К. и др. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., «Наука», 1972.
- Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., «Недра», 1971.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968.
- Black R., Girod M. Late Palaeozoic to recent igneous activity in West Africa and its relationship to basement structure.— In: African magmatism and tectonics, ed. by T. N. Clifford, I. G. Gass. Edinburgh, 1970.
- Brock M. R., Heyl A. V. Post-Cambrian igneous rocks of the Central craton, western Appalachian mountains and Gulf Coastal plain of the United States.— Prof. Paper U. S. Geol. Survey, 1961, No. 424-D.
- Knopf D. Les kimberlites et les roches apparentées de Côte d'Ivoire. Sodemi-Abidjan, 1970.
- Machens E. Sur l'âge des dolerites «recents» du Liptako (Republique du Niger).— Bull. Bur. Recherches Géologiques et Minières, 1966, No. 1.
- Murray G. E. Geology of the Atlantic and Gulf Coastal province of North America. N. Y., 1961.
- Vail J. R. Zones of progressive regional metamorphism across the western margin of the Mozambique belt in Rhodesia and Mozambique.— Geol. Mag., 1966, v. 103, No. 3.
- Vail J. R. Tectonic control of dykes and related irruptive rocks in Eastern Africa.— In: African magmatism and tectonics, ed. by T. N. Clifford, I. G. Gass. Edinburgh, 1970.
- Zartman R. Z., Wasserburg G. J. The isotopic composition of lead in potassium feldspars from some 1,0 b. y. old North American igneous rocks.— Geochim. et cosmochim. acta, 1969, v. 33, No. 8.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Статья поступила
14 декабря 1973 г.

УДК 551.263.23

Ю. Г. ЛЕОНОВ, О. А. МАЗАРОВИЧ**О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ДЕВОНСКИХ МОЛАСС
В ОБЛАСТЯХ КАЛЕДОНСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ**

Анализ девонских пород и девонской истории в разных областях каледонской складчатости Евразии приводит к выводу о том, что девонский орогенез не может рассматриваться в качестве естественной заключительной стадии развития додевонских (каледонских) геосинклиналей. Он является выражением общего планетарного процесса, причинно не связанного с геосинклинальным развитием.

ПОСТАНОВКА ВОПРОСА И ОБЩИЕ СООБРАЖЕНИЯ

Практически во всех складчатых областях земного шара, которые принято относить к каледонидам, девон или его значительная часть представлен толщами красноцветных обломочных пород типа древнего красного песчаника Британских островов, часто сочетающимися с вулканическими породами и гранитоидными интрузиями (рис. 1). Эти образования, свидетельствующие о широком распространении в девоне процессов горообразования, обычно рассматриваются в качестве каледонских моласс, связанных с заключительной — орогенной стадией развития каледонских геосинклиналей. Эта точка зрения распространена чрезвычайно широко. В частности, она отражена в таких коллективных работах, как Тектоническая карта Евразии (1966) и Международная тектоническая карта Европы (1964).

Между тем в истории геологического развития каледонских складчатых областей обнаруживаются значительные различия, вплоть до того, что в некоторых из них, как, например, в Восточной Гренландии или на Шпицбергене, вообще трудно обнаружить черты каледонской геосинклинали, если за критерий геосинклинали принимать не только наличие деформированных нижнепалеозойских толщ, но и сам характер этих толщ, свидетельствующий о степени тектонической и магматической активности во время осадконакопления. В сущности чуть ли не единственным общим для всех каледонских складчатых областей признаком оказывается тектонический режим девонского периода, приведший к приблизительно одновременному горообразованию и формированию однотипных комплексов горных пород в разных районах земного шара. Именно это однообразие девонских пород и девонских тектоно-магматических процессов служит главным аргументом для отнесения соответствующих областей к каледонидам.

В связи с таким несоответствием между разнообразием додевонской истории, с одной стороны, и общим сходством девонских событий — с другой, возникает сомнение в том, что девонское горообразование можно рассматривать в качестве заключительной стадии геосинклинального развития, а девонские молассы — в качестве эпигеосинклинальных (в генетическом смысле) каледонских моласс. К этой мысли подводит также тот факт, что во многих областях девонские молассы отделены от подстилающих складчатых комплексов большим промежутком времени,

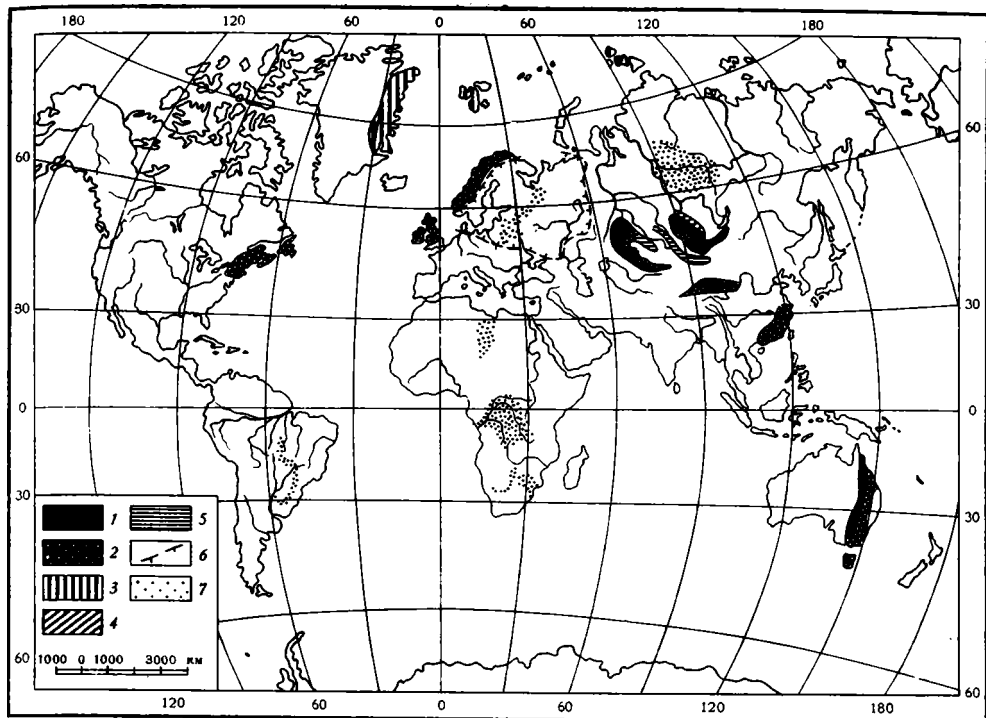


Рис. 1. Схема распространения областей, которые принято относить к областям каледонской складчатости, и территорий, охваченных девонской тектонической активизацией. Составили Ю. Г. Леонов и О. А. Мазарович. Области каледонской складчатости и распространения «древнего красного песчаника» в унаследованных и наложенных впадинах: 1 — ранние каледониды; 2 — поздние каледониды; 3 — «каледониды», где геосинклинальный режим в раннем палеозое был проблематичен; 4 — районы в пределах байкальских и докембрийских платформ, где молассы девонской активизации накапливались в наложенных впадинах; 5 — районы накопления девонских моласс в геантиклинальных поднятиях герцинид; 6 — области древних платформ, где девонская активизация проявилась в коренном видоизменении структурного плана платформенного чехла; 7 — области накопления «древнего красного песчаника» на платформах

местами до 100 млн. лет, и резким структурным несогласием, будучи подчинены иному структурному плану по сравнению с подстилающими образованиями, что скорее согласуется с представлением об отсутствии непосредственной преемственности в их развитии. Вероятно, логичнее было бы связывать девонское горообразование и сопровождающие его явления с процессами, генетически независимыми от процесса формирования ранне- и среднепалеозойских геосинклиналей, аналогично тому как это, по мнению одного из авторов данной статьи, имеет место в случае соотношения развития альпийских геосинклиналей и новейшего горообразования (Леонов, 1972).

Очевидно, что решение этого вопроса не может быть дано на материале какой-либо одной складчатой области. Хотя на единичных примерах в ряде случаев и можно продемонстрировать временную и структурную обособленность девонских моласс от отложений предшествующего геосинклинального этапа, как это было сделано О. А. Мазаровичем и О. В. Минервинным (1971) для Центрального Казахстана, но в целом вопрос о всеобщности, неслучайности этого явления при анализе одного региона остается открытым. Особенно, если учесть существование областей вроде каледонид Неметаморфической зоны Британских островов, в которых в противоположность Центральному Казахстану девонские молассы без разрыва во времени и без перестройки струк-

турного плана перекрывают геосинклинальные комплексы и местами даже связаны с ними непрерывным переходом. При изолированном рассмотрении такого рода областей возникает представление о закономерной смене в них геосинклинального этапа орогенным, приводящее к классическому представлению о двухстадийной или, как иногда говорят, детерминированной схеме развития геосинклиналей, в которой собственно геосинклинальная и орогенная стадии рассматриваются в качестве обязательных, выражающих сущность геосинклинального процесса, стадий геосинклинального развития. Только сравнительный анализ многих областей, обнаруживающий удивительное однообразие и одновременность девонских тектоно-магматических и седиментационных процессов в разных каледонских складчатых областях вне зависимости от их преыстории, позволяет подойти к более обоснованному пониманию их тектонической природы.

Для полного решения проблемы девонского орогенеза и тектонической природы девонских молассовых формаций в том виде, как она сформулирована выше, исследования должны быть выполнены в следующих направлениях: 1) анализ додевонской истории развития каледонских складчатых областей и соотношения девонских моласс с подстилающими комплексами; 2) сравнительный анализ собственно девонских моласс с целью показать, что, несмотря на различный характер моласс, выражающийся в разной направленности погребения обломочного материала и степени насыщенности их вулканогенным материалом, последние обладают поразительным сходством и одновременностью накопления; 3) установление положения питающих провинций, их характера и направления сноса обломочного материала; 4) оценка девонских событий в каледонидах на фоне одновременных событий в других геоструктурных зонах земного шара.

В данной статье с той степенью детальности, которая допускается ее объемом, рассматривается главным образом второй и третий круг вопросов, касающийся сравнительной характеристики девонских моласс и отчасти их взаимоотношения с подстилающими комплексами, однако без специального анализа истории становления последних.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДЕВОНСКИХ МОЛАСС НЕКОТОРЫХ «КАЛЕДОНСКИХ» ОБЛАСТЕЙ

Британские острова. Британские каледониды состоят из двух существенно различных элементов — Метаморфической и Неметаморфической зон.

Метаморфическая зона занимает территорию Шотландии, к северу от Мидленда (Средне-Шотландской низменности), и Северной Ирландии. Геосинклинальное развитие зоны приходилось на поздний докембрий — начало палеозоя и закончилось, имея в виду завершение геосинклинального осадконакопления, складчатости, гранитоидного магматизма и метаморфизма, не позже раннего — среднего ордовика, вероятно, к началу аренига (Павловский, 1958, 2; Беннисон, Райт, 1972; Dewey, Pankhurst, 1970; Rast, Crimes, 1969; Skevington, 1972).

Неметаморфической зоне принадлежит более южная часть британских каледонид. Ее геосинклинальное развитие продолжалось до силура включительно. Первые импульсы орогенических движений были здесь приблизительно на границе силура и девона; в девоне они достигли максимального размаха (Беннисон, Райт, 1972). На границе силура — девона часто отмечаются перерыв и угловое несогласие, свидетельствующие, однако, лишь о слабом складкообразовании; в целом же геосинклинальные толщи силура и девонская моласса залегают конкордантно, а местами даже согласно. Последнее особенно характерно для Уэльса, на территории которого венлокские и лудловские морские от-

ложения вверх переходят в красные мергели так называемого красного даунтона, с которого здесь по существу и начинается моласса древнего красного песчаника (хотя как стратиграфическая единица красный даунтон рассматривается самостоятельно).

Несмотря на то что разновозрастность складчатых сооружений описываемых зон давно показана (Моссаковский, 1964; McKegrow, 1962), их часто рассматривают как нечто целостное. В значительной мере это вызывается наличием в обеих зонах однотипной девонской молассы — древнего красного песчаника, который, коль скоро в нем видят орогенный комплекс, завершающий геосинклинальное развитие, создает иллюзию его одновременного завершения в Метаморфической и Неметаморфической зонах. Отступив от такого априорного допущения, легко убедиться в самостоятельности названных зон с точки зрения их додевонской истории.

По возрасту древний красный песчаник отвечает девону, а его три части (соответствующие этапам развития описываемой площади) — отделам девона. Он представляет собой красноцветную молассу, сложенную главным образом терригенными породами континентального происхождения, к которым по мере движения к югу, с одной стороны, и вверх по разрезу — с другой, добавляются прибрежно-морские и лагунные отложения, наиболее широко развитые в верхнем девоне (Беннисон, Райт, 1972; Моссаковский, 1964; Craig, 1965; Rayner, 1967). На разных стратиграфических уровнях с осадочными породами ассоциируются вулканы андезитового и базальтового состава. К началу девона, вероятно, было приурочено внедрение гранодиоритовых интрузий как в Неметаморфической, так и особенно в Метаморфической зонах (абс. возраст по K/Ar 400 ± 11 млн. лет, по Dewey, Pankhurst, 1970); по времени они соответствуют первым импульсам горообразования. Первоначально древний красный песчаник заполнял межгорные и предгорные впадины, из которых наиболее крупные и глубокими (с мощностью девона до 6—7 км) являются Оркадская, лежащая внутри Метаморфической зоны, и Каледонская (Мидленд), лежащая на границе зон; ряд менее глубоких впадин находился южнее, на территории Англии и Уэльса. В настоящее время все они представлены в виде фрагментов разной величины.

В обеих зонах древний красный песчаник залегает на геосинклинальных комплексах, но находится с ними в разных соотношениях.

В Метаморфической зоне он без заметной преемственности со структурным несогласием и большим (порядка 50 млн. лет) перерывом во времени перекрывает складчатые толщи докембрия — нижнего палеозоя. Такие соотношения, на наш взгляд, сами по себе противоречат представлению о девонских породах как о молассе, завершающей геосинклинальное развитие Метаморфической зоны.

В Неметаморфической зоне данные комплексы, напротив, связаны структурно и хронологически. Однако достаточно ли этого для признания их генетической близости? Откладывая решение этого вопроса до заключительной части работы, здесь надо отметить следующее обстоятельство, плохо согласующееся с таким предположением.

Если девонский орогенез в Неметаморфической зоне действительно был бы закономерным следствием ее геосинклинального развития, естественно было бы ожидать, что именно в ней находился активный центр этого орогенеза, влияние которого отсюда могло бы распространяться на соседние области, в частности на давно консолидированную Метаморфическую зону. Между тем реальная картина оказывается обратной. Центром поднятий, горообразования и, по-видимому, гранитоидного магматизма была Метаморфическая зона! Это в ее пределах располагалась наиболее активно воздымавшаяся, сильно расчлененная горная страна, по отношению к которой более пассивная площадь

Неметаморфической зоны играла роль предгорий, южнее переходящих в предгорную и приморскую равнину. Кроме местных источников сноса большую роль в девонском осадконакоплении здесь играл аллохтонный обломочный материал, выносимый с территории Метаморфической зоны. Получается парадокс: девонский орогенез, считающийся следствием развития Неметаморфической зоны, наиболее активно проявился не в ней, а за ее пределами.

Восточная Гренландия и Шпицберген. В Восточно-Гренландской складчатой системе и на Шпицбергене девонские красноцветы залегают на деформированных породах докембрия — нижнего палеозоя. Большое сходство этих районов позволяет рассмотреть их совместно.

В обоих районах прогибание и осадконакопление позднего докембрия — раннего палеозоя продолжалось до ордовика. Отложения этого возраста представлены в Гренландии формацией Элеонора-Бей, верхние горизонты которой датируются карадоком (Коуи, 1964), на Шпицбергене — формацией Гекла-Хук, верхние горизонты которой датируются нижним — средним ордовиком (Харланд, 1964; Harland a. o., 1966). Мощность кембрия и ордовика не превышает 3 км. И если учесть, что они сложены преимущественно мелководными карбонатными отложениями, накопившимися в условиях однообразного морского бассейна (о чем свидетельствует сходство кембрийских и особенно ордовикских отложений Канадского щита, Гренландии, Шпицбергена, Дарнесского прогиба СЗ Шотландии), то все это указывает на их скорее платформенную, чем геосинклинальную, природу. Тем не менее описанные отложения во второй половине ордовика либо в силуре подверглись сильной деформации и, по крайней мере частично, метаморфизму (Коуи, 1964; Кох, 1964; Соколов и др., 1968; Халлер, 1964; Харланд, 1964).

Описанные породы резко несогласно перекрыты девонской молассой — красноцветными континентальными породами типа древнего красного песчаника мощностью до 6 км на Шпицбергене и до 7—8 км в Гренландии. Они залегают в субмеридиональных грабенах, в какой-то мере фиксирующих, по-видимому, положение девонских межгорных впадин.

Девонские отложения Гренландии представлены песчаниками и частично озерными глинами и известняками, возможно, самых верхов нижнего, среднего и верхнего девона (Бютлер, 1964). В основании разреза и в более высоких горизонтах встречаются пирокласты и лавы риолитового и базальтового состава. По данным Х. Бютлера (1964) и Л. Коха (1964), максимум тектонической активности приходился на средний девон; к этому же времени относится внедрение небольших гранитоидных интрузий.

На Шпицбергене в девоне преобладают песчаники и конгломераты, менее развиты глинистые породы с остатками рыб и растений; вулканические породы отсутствуют, но девонский возраст имеют, вероятно, граниты с возрастом 355—405 млн. лет (по К/Аг). Нижние горизонты разреза датируются даунтоном, верхние — живетом или низами верхнего девона (Харланд, 1965); на верхний девон или его большую часть приходится перерыв, связанный со свальбардской складчатостью, во время которой девонские породы были деформированы, и определились ограничения грабена, который они заполняют в настоящее время.

Если по сохранившимся фрагментам не так просто дать детальную реконструкцию девонской истории, то сам факт горообразования в девоне не вызывает сомнений. Может ли он быть поставлен в связь с предшествующим развитием? Отвечая на этот вопрос, необходимо прежде всего, как и в других случаях, учитывать тот интервал времени (не менее 30—40 млн. лет), который отделяет его от момента окончания эпохи погружений и седиментации (хотя вместе с тем нам неизвестно, в каких хронологических соотношениях он находится с эпохой ордовик-

ско-силурийских деформаций). Кроме того, ничто, как уже подчеркивалось, не указывает на то, что в Восточной Гренландии и на Шпицбергене имелись раннепалеозойские геосинклинали. Но если не было геосинклиналей (а такой вывод кажется наиболее вероятным), то представление о девонских молассах как об образованиях заключительной стадии геосинклинального развития попросту теряет смысл.

Центральный Казахстан. Каледониды Центрального Казахстана рассматриваются максимально сжато, поскольку в интересующем нас аспекте они описаны в статье О. А. Мазаровича и О. В. Минервина (1971).

Центрально-Казахстанский каледонский срединный массив представляет собой часть каледонского пояса, юго-восточнее продолжающегося в Северном Тянь-Шане. Геосинклинальное развитие массива завершилось складчатостью и внедрением огромных масс гранитоидов в Северном Казахстане и на Сарысу-Тенизском водоразделе и формированием в пределах последнего в остаточных, унаследованных прогибах регрессивной серии нижнесилурийских морских и континентально-морских пестроцветных обломочных отложений — эпигеосинклинальной каледонской молассы.

С девона в Центральном Казахстане начинает формироваться новая наложенная структура — вулканический пояс (Богданов, 1959), возникший над зоной крупных глубинных швов. Нижний — средний девон в пределах вулканического пояса представлен андезит-базальтовыми и липарит-дацитовыми лавами и туфами весьма значительной мощности, которые к западу замещаются грубой континентальной молассой — продуктами разрушения пород вулканического пояса. Средний — верхний девон на востоке и юге Сарысу-Тенизского водораздела слагается мощными толщами вулканогенных пород, замещающихся к западу продуктами их разрушения — красноцветными и пестрыми конгломератами и песчаниками. Грубость обломочного материала снижается на запад в сторону гор Улутау и вверх по разрезу. Весь обломочный материал, за исключением базальных горизонтов как нижнего и среднего, так среднего — верхнего девона, состоит из продуктов разрушения вулканогенных пород вулканического пояса. Таким образом, снос в девоне осуществлялся со стороны новообразованной, наложенной структуры (по отношению к каледонскому фундаменту) в сторону каледонских антиклинорий, а не наоборот. Весь континентальный девон Центрального Казахстана представляет собой результат существенной тектонической переработки каледонского основания. Сказанное доказывается автономность, независимость девонских моласс Центрального Казахстана от исторического развития каледонского основания. Следовательно, молассы девона являются не эпигеосинклинальными каледонскими, а постгеосинклинальными орогенными формациями активизации (Мазарович, 1972).

Алтае-Саянская область. В Алтае-Саянской области в тесном соседстве друг с другом располагаются разновозрастные допалеозойские и палеозойские складчатые сооружения. В данном обзоре нас в первую очередь интересует большая по размерам восточная часть области, относящаяся к зоне каледонской и более древней консолидации, геосинклинальное развитие в которой завершилось до девона или к девону и затем более не возобновлялось. К этой части Алтае-Саянской области относится территория от Восточного Саяна и Восточной Тувы на востоке до Кузнецкого Алатау и Чулышмано-Шапшальского района Горного Алтая на западе. В более западных районах Алтая каледонские движения также играли большую роль, однако не привели к окончательной консолидации и ликвидации геосинклинального режима.

Ниже рассмотрены три основных крупных района в указанной выше части Алтае-Саянской области, обладающие разным возрастом кон-

солидации: 1 — район Минусинских впадин и их складчатого обрамления, 2 — Западный Саян, 3 — Тувинский прогиб.

Названные районы, с одной стороны, обладали многими чертами сходства или скорее взаимообусловленности в их развитии, что прежде всего выражено в том, что для них был характерен сходный в общих чертах ритм движений (хотя конкретное выражение и роль этих движений в каждом из них имели свою специфику). Тем не менее, несмотря на эту взаимообусловленность, они представляли собой достаточно самостоятельные тектонические единицы, различающиеся многими особенностями истории и режима тектонических движений и в первую очередь временем завершения геосинклинального развития.

К району Минусинских впадин принадлежат салаирские складчатые сооружения Кузнецкого Алатау, юго-западного склона Восточного Саяна, северного склона Западного Саяна. Геосинклинальное развитие этой территории завершилось складчатостью в среднем — позднем кембрии и затем формированием молассы позднекембрийского — ордовикского возраста (не моложе среднего ордовика). Во время последовавшего вслед за этим длительного перерыва произошло внедрение гранитного и гранодиоритового комплекса интрузий (Моссаковский, 1963). Следующий этап развития относится к девонскому периоду. Ввиду его однообразия на всей рассматриваемой площади Алтае-Саянской области он рассматривается ниже сразу для всех районов.

На территории Тувинского прогиба салаирские движения также проявились, однако не привели к окончательной ликвидации геосинклинального режима. Прогибание и осадконакопление продолжалось здесь в ордовике и силуре в зоне Хемчикско-Систигхемского прогиба, но имело специфический, редуцированный, характер, сочетая в себе геосинклинальные черты с обстановкой морских молассовых прогибов (Моссаковский, 1964; Белостоцкий и др., 1959). Замыкание, или скорее отмирание, этого редуцированного прогиба произошло к концу силура. Оно не сопровождалось настоящим складкообразованием, и девонские породы залегают на силурийских в большинстве случаев согласно.

К позднекаледонскому складчатому сооружению Западного Саяна относится территория, заключенная между вышеописанными районами салаирской складчатости на севере и Хемчикско-Систигхемского прогиба Тувы на юге. В Западном Саяне, по данным И. И. Белостоцкого и др. (1959), Л. П. Зоненшайна (1961, 1963), Б. Н. Красильникова (1966), типично геосинклинальными условиями характеризовались кембрийский и ордовикский периоды. В силуре, особенно в позднем силуре, благодаря наличию контрастно развивающихся элементов, одни из которых развивались как унаследованные прогибы геосинклинального типа, другие имели характер наложенных впадин, сложилась более пестрая тектоническая зональность. Она является причиной того, что тектоническая сущность этой стадии развития трактуется разными исследователями неодинаково. Это относится и к определению времени заключительной складчатости, которая даже авторами, в целом стоящими в этом вопросе на близких позициях, датируется то серединой силура (Белостоцкий и др., 1959; Красильников, 1966), то концом силура (Зоненшайн, 1963). Видимо, как бы ни конкретизировать этот вопрос, вторая половина силура может интерпретироваться в качестве заключительной фазы геосинклинального развития; во всяком случае, несмотря на возникновение в это время наложенных молассовых впадин, последние были подчинены в целом еще прежнему — геосинклинальному плану. По-видимому, эта фаза развития Западного Саяна в принципе аналогична или близка упоминавшейся выше раннесилурийской фазе развития Центрального Казахстана. Поэтому именно с концом силура логично связывать окончательное завершение геосинклинального развития.

Из приведенного материала, несмотря на его более чем конспективный характер, можно видеть неодинаковый ход и время завершения геосинклинального развития в указанных районах. В явном контрасте с этой неоднородностью находится однообразный на всей этой площади режим тектоно-магматических процессов в девоне.

Девонские породы значительно распространены в районе Минусинских впадин и в Тувинском прогибе. Менее широко они развиты в Западном Саяне. В соответствии с различной предысторией этих районов для них характерны неодинаковые взаимоотношения девонских пород с подстилающими комплексами (Анатольева, 1963, 1972; Белостокский и др., 1959; Зоненшайн, 1963; Моссаковский, 1963). В районе Минусинских впадин в подошве девонских пород находится резкое структурное несогласие; разрывом и несогласием они отделены от силурийских и более древних отложений в Западном Саяне; для территории же Тувинского прогиба более типично их согласное залегание на отложениях силура.

Девонская эпоха на описываемой площади была эпохой раздробления прежних тектонических структур, горообразования, мощного вулканизма, формирования наложенных (и частично унаследованных) впадин, заполнявшихся молассовыми и вулканогенными толщами. При этом площадь, вовлеченная в этот процесс, была весьма обширной, о чем свидетельствует развитие мощных красноцветов и вулканитов девона также и в периферических участках древней Сибирской платформы (Рыбинская впадина).

Почти повсюду в девоне различаются два комплекса горных пород, соответствующих двум стадиям девонской истории.

Нижний девон и эйфель (или нижняя часть эйфеля) сложены, как правило, вулканическими и грубыми красноцветными молассовыми породами, мощность которых достигает 3—4 км. Вулканиты этого комплекса относятся к базальтовой и порфировой ассоциациям, первая из которых более характерна для Минусинского района, вторая — для Тувы и Западного Саяна (Зоненшайн, 1963; Моссаковский, 1963).

Более высокие горизонты эйфеля и верхний девон сложены красноцветными и сероцветными терригенными породами мощностью также до 4 км. Характер изменения разреза этих пород по вертикали указывает на постепенное сглаживание контрастности движений и уменьшение со временем их интенсивности. Значительная часть этих пород, как это подчеркивалось многими авторами, в том числе А. А. Моссаковским для Минусинского района, является аналогом древнего красного песчаника Британских островов.

Как и во многих других районах девонского горообразования, в описываемой области имеются интрузии гранитоидных и частично щелочных пород, для части которых доказана или предполагается комагматичность с эффузивами указанных выше ассоциаций.

Юго-Восточный Китай (Катазия). Каледониды Юго-Восточного Китая или Катазии протягиваются широкой полосой вдоль юго-западного побережья Китая. При своих больших размерах они представляют собой достаточно выдержанную зону с более или менее постоянными особенностями. Изменения в характере ее структуры и истории развития отмечаются лишь на самом юге данной полосы, где катазиатские каледониды сочленяются с поперечной по отношению к ним ветвью каледонид р. Красной, протягивающейся по юго-западной и западной отрожке Южно-Китайской платформы (Гатинский и др., 1972, 1973). Рассматриваемая ниже территория включает лишь собственно катазиатские каледониды без учета данных по этой достаточно, по-видимому, самостоятельной каледонской зоне, не обладающей к тому же значительными размерами. Описание основывается главным образом на статьях последних лет китайских геологов (Jen Chi-shun, 1968; Ch'ien Hsiang-lin,

1968; Chang Chien-shen a. o., 1968) с некоторыми дополнениями по более старым работам¹.

Геосинклинальная стадия развития данной области охватывает интервал от кембрия или синия до силура включительно. Характер седиментации (главным образом это было накопление песчано-глинистых пород, иногда с примесью карбонатного материала) на протяжении всего этого времени менялся очень мало. Его постоянство свидетельствует об однообразии, а учитывая к тому же не слишком большие мощности отложений и отсутствие вулканизма, также и о значительной вялости тектонических движений. По единодушному признанию большинства исследователей, это был прогиб со спокойным миогеосинклинальным режимом. Разрез от кембрия до силура по преимуществу непрерывный: в нем нет повсеместных крупных перерывов и несогласий. Лишь местами, главным образом в периферических зонах геосинклинали, отмечаются локальные перерывы на разных стратиграфических уровнях.

Между силуром и девоном имели место орогенические движения, приведшие к поднятию, деформации (степень которой меняется от места к месту) и эрозии додевонских отложений. К сожалению, имеющиеся в литературе сведения таковы, что по ним трудно составить представление о более точном возрасте этих движений. По-видимому, они были близки к границе силура и девона, как это считается многими китайскими геологами (Основы тектоники Китая; Jen Chi-shun, 1968; Ch'ien Hsiang-lin, 1968) на основании того, что самые молодые породы ниже поверхности несогласия имеют верхнесилурийский возраст (более точно он не указывается), а в подошве постскладчатого комплекса залегают породы нижнедевонского, также ближе не определяемого возраста.

Девонские отложения, в которых сочетаются морские и континентальные образования, обладают пестрым литологическим составом. Их общая мощность ненамного превышает 1,5 км. В них установлены все три отдела девона, пользующиеся, правда, неодинаковым распространением. Грубо говоря, в них различаются две толщи, образовавшиеся в разных условиях: нижняя — терригенная и верхняя — карбонатно-терригенная. Из них только нижняя, датирующаяся нижним и частично может быть средним девонем, представляет собой молассу или молассоподобную толщу. Верхняя толща средне- и верхнедевонского возраста относится к плащеобразно залегающему маломощному чехлу.

Нижняя толща сложена преимущественно грубыми обломочными отложениями — кварцевыми конгломератами, местами имеющими мощность в несколько сот метров, кварцевыми песчаниками и кварцитами, глинистыми, песчано-глинистыми сланцами, в небольшом количестве пестрыми известняками. Для пород характерна белая и серая окраска, а также разнообразные пестрые тона, значительно развиты красноватые. В наиболее полных разрезах мощность этих пород доходит до 1—1,3 км. Причем породы этой толщи не распространены повсюду, и во многих районах среднедевонские породы верхней толщи трансгрессивно залегают прямо на додевонских породах. Местами, кроме того, описывается несогласие между нижней и верхней толщами (Ch'ien Hsiang-lin, 1968).

Породы нижней толщи, накопившиеся за счет разрушения горных сооружений, созданных преддевонской складчатостью, в какой-то мере могут рассматриваться как эпигеосинклинальная моласса. Вместе с тем данные отложения накапливались в условиях угасавшей подвижности на заключительной стадии горообразования, когда уже наметился переход к стадии выравнивания рельефа. С этой точки зрения они являются базальным образованием постскладчатого комплекса отложений.

¹ Основы тектоники Китая, 1962; Региональная стратиграфия Китая, 1960, 1963; Ли Сы-гуан, 1952.

Выше была рассмотрена большая часть областей каледонской складчатости Евразии. Из числа значительных по площади евразийских каледонид за рамками обзора остались только каледониды Скандинавии и Центральной Азии. История становления последних (расположенных в основном на территории Китая) до сих пор еще слишком слабо изучена, чтобы имело смысл говорить о ней в данной статье. Что же касается скандинавских каледонид, то в них отложения девона распространены незначительно. Там же, где они имеются, они представлены такими же, как на Британских островах, красноцветными толщами типа древнего красного песчаника, которые залегают на деформированных породах геосинклинального комплекса до верхнего силура включительно.

Кроме того, но уже по другим причинам, нами не рассматривались каледониды Австралии, с одной стороны, и Ньюфаундлендских и Северных Аппалачей — с другой. Дело в том, что эти области отличаются от остальных областей более поздним (после раннего девона) завершением геосинклинального развития и соответственно более поздним началом накопления молассовых толщ. Сравнение их с областями, описанными выше, позволяет, правда, подметить ряд любопытных особенностей общего порядка, но вместе с тем ставит и ряд дополнительных вопросов, освещение которых потребовало бы заметного увеличения объема статьи.

Как бы ни были кратки приведенные выше описания, они все-таки позволяют видеть удивительное сходство девонских образований и истории во всех рассмотренных областях от Катазии до Гренландии. Наиболее эффектно оно проявляется в характере самой обстановки горообразования, о которой можно судить по составу молассовых толщ и строению выполненных ими впадин, в сходстве вулканизма и интрузивного магматизма, в одновременности начала орогенеза.

Для горообразования девонского периода были характерны не просто массивные поднятия, но высокая контрастность движений, при которой наряду с орографически выраженными поднятиями происходило формирование глубоких межгорных и предгорных впадин, заполнявшихся мощными молассами. Последние сохраняют повсюду свой типичный облик, будучи представлены везде образованиями типа древнего красного песчаника. Следует заметить, что по контрастности движений девонский орогенез особенно близко напоминает орогенез неоген-четвертичного времени, для которого также типично наличие крупных межгорных впадин.

В большинстве перечисленных областей, пожалуй, кроме лишь Шпицбергена и Северной Земли, девонский период был отмечен вулканической деятельностью. Ее интенсивность варьировала в широких пределах, но сам характер вулканизма оставался довольно выдержанным. Он был представлен главным образом континентальными излияниями лав и субвулканическими телами базальтовой, порфировой и смешанной базальт-андезит-диабазовой ассоциаций. В большинстве областей отмечается также более или менее значительный гранитоидный магматизм, для значительной части которого устанавливается или может предполагаться комагматичность с наземными вулканитами. Типична для большинства районов также повышенная щелочность как интрузивных гранитоидных комплексов, так и вулканитов.

Наконец, весьма показательно практически одновременное начало орогенеза, которое повсюду приходится на самый конец силура или на границу силура и девона (насколько это позволяет установить современный уровень стратиграфической изученности этих горизонтов). Выше отмечалось, что в Австралии (в геосинклинали Лаклан) и в Северных

Аппалачах наблюдается некоторое его запаздывание. Однако и это также очень показательно, что и в данных районах граница силура — девона все-таки оказывается отмеченной определенными переломами в развитии, в которых можно видеть отражение, хотя и в завуалированной форме, этих же процессов.

Все эти факты, вместе взятые, вряд ли могут оставлять сомнение в том, что девонские события в каждой из рассмотренных зон являются конкретным выражением единого общего процесса, площадь действия которого намного больше площади тех геосинклинальных (складчатых) областей, на которые он накладывается.

В каких же взаимоотношениях находится девонский орогенез с более ранними этапами развития охваченных им областей?

Додевонская история последних, как мы могли убедиться, была разнообразной, и в так называемых каледонидах обнаруживаются самые различные режимы развития в раннем палеозое — силуре: от типично геосинклинальных до платформенных.

При этом в некоторых областях, как, например, в Центральном Казахстане, вопрос о независимости девонского орогенеза от предшествующего геосинклинального развития убедительно решается на собственном материале этих областей. Особый случай при этом представляют складчатые комплексы Шпицбергена и Восточной Гренландии, в которых вопрос о такого рода связях вообще не имеет смысла, так как названные области не прошли в раннем палеозое — силуре геосинклинального развития.

В других областях, где девонская моласса залегает непосредственно на силурийских породах геосинклинального комплекса (т. е. там, где геосинклинальное развитие окончилось только в конце силура и затем непосредственно сменилось орогенным развитием в девоне), это создает иллюзию их генетической связи.

Действительно, девонские орогенические движения, сами по себе характерные и однотипные, наложились на разнообразные зоны, лишь часть из которых перед девоном обладала геосинклинальным развитием. Другие уже давно были стабильными, или даже (как обрамление Минусинских впадин) уже гораздо раньше испытали горообразование с накоплением моласс. Большой в ряде случаев временной разрыв между геосинклинальным прогибанием и горообразованием (до 100 млн. лет в салаиридах и немногим меньше в таких зонах, как Метаморфическая зона Британских островов) не увязывается с выводом о генетической близости этих явлений. Кроме того, показательны структурные взаимоотношения геосинклинальных и девонских орогенных комплексов в некоторых районах, где устанавливается резкое несоответствие додевонского и девонского структурных планов. Это также скорее аргумент в пользу разнородности породивших их процессов. Наконец, еще один фактор: в ряде случаев аллохтонность моласс, как это было подчеркнуто для Неметаморфической зоны Британских островов.

В расположении территорий, охваченных девонской активизацией в том числе и областей, которые принято относить к каледонидам, наблюдается удивительная особенность, подмеченная О. А. Мазаровичем. Она заключается в том, что эти области, а также единственная из древних платформ — Восточно-Европейская, где коренным образом меняется структурный план в девоне, попадают в единую зону распространения. Последняя определяется полосой, протягивающейся от Тасмании и Восточной Австралии через Катазию, Южную Сибирь, Центральный Казахстан, Русскую плиту, Норвегию, Британские острова, Шпицберген к Восточной Гренландии и Северным Аппалачам. Положение подобной зоны особенно наглядно на глобусе и в меньшей степени на прилагаемой здесь схеме (рис. 2), где полоса имеет форму растянутой буквы S. На глобусе масштаба 1 : 50 000 000 наложенная полоса в 6 см «закры-

вает» все перечисленные области в том случае, если ее расположить под углом в 50° к экватору. При этом «южный» край полосы будет приблизительно совпадать с сечением земного шара плоскостью, проведенной через его центр. Вне полосы оказывается только архипелаг Северной Земли, что не имеет существенного значения.

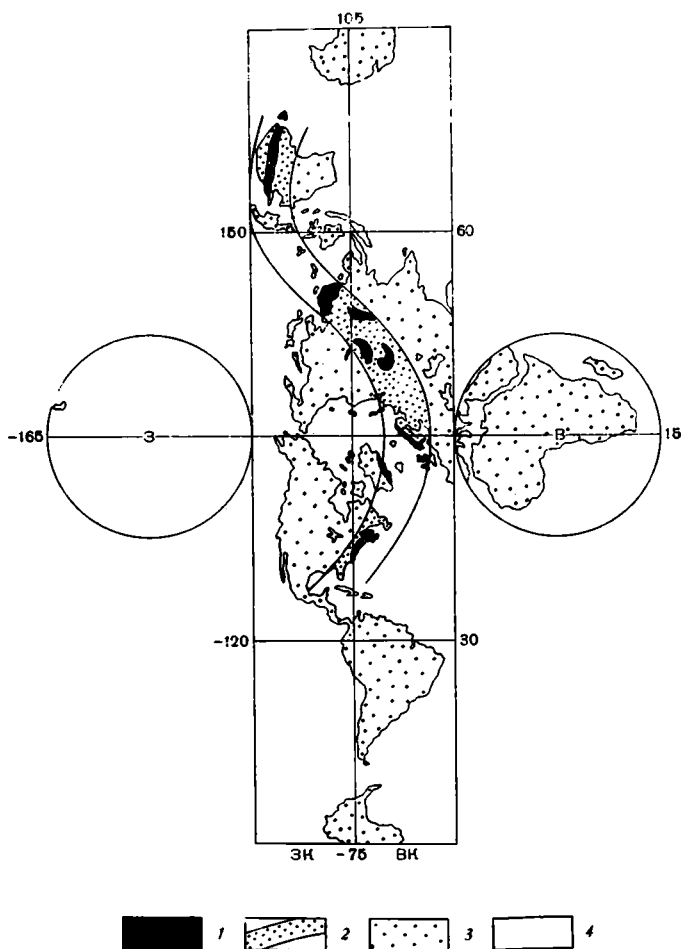


Рис. 2. Зона девонской тектонической активизации. Длина зоны свыше 23 500 км, ширина около 3000 км. Составил О. А. Мазарович. 1 — области, которые принято относить к каледонидам; 2 — зона их развития; 3 — суша; 4 — океаны и моря

Протяженность полосы около 23 500 км, а с учетом Антарктиды, где имеются признаки каледонских областей и куда полоса также продолжается, значительно больше. Ширина зоны 3000 км. По сравнению с размерами Земли зона представляется сравнительно узкой, а ее протяженность имеет глобальный масштаб.

Очевидна узкая и протяженная локализация областей, охваченных в зоне активными горообразовательными движениями. Очевиден также планетарный характер этой локализации.

Что это, случайное положение областей девонской активизации или это нечто большее? Ответ на этот вопрос потребовал бы специального анализа и объяснения, который в данной статье приведен быть не может.

ВЫВОДЫ

Своеобразные и очень характерные обломочные отложения, часто именуемые «древним красным песчаником», накапливались одновременно и со сходной продолжительностью на обширных пространствах как в подвижных геосинклинальных поясах, так и в складчатых сооружениях, где геосинклинальное развитие закончилось задолго до появления девонских моласс, а также на ряде платформ.

Каледонские складчатые области существенно отличаются поздними стадиями своего развития от герцинских и альпийских складчатых областей отсутствием типичных краевых прогибов. Завершение геосинклинального развития в каледонидах сопровождалось складчатостью, внедрением огромных масс гранитоидов и появлением часто унаследованных остаточных межгорных впадин еще в силуре или иногда в девоне, снос в которые осуществлялся с поднятий (антиклинориев). Молассы такого рода имеют отчетливо выраженный «регрессивный» характер своего строения.

Девонский орогенез и, как следствие, девонские молассы оказывались часто генетически независимыми от процессов, управляющих геосинклинальным развитием, и распространялись далеко за пределы каледонских областей, представляя собой процессы тектонической активизации консолидированных областей.

Девонская активизация проявилась в появлении наложенных впадин и грабенов, выполненных молассами, грубеющими вниз по разрезу, интенсивного вулканизма, гранитного магматизма, изменении структурного плана Восточно-Европейской платформы и накоплении красноцветных песчаников на ряде других платформ.

Области каледонской складчатости, девонские прогибы, выполненные древним красным песчаником вне их пределов, в том числе и на Русской плите, локализируются в узкой зоне протяженностью свыше 23 500 км при ширине в 3000 км, проходящей через Австралию, Азию, Европу и Северные Аппалачи в Северной Америке.

Девонский орогенез может быть сравним по характеру своего проявления с неотектонической активизацией, проявившейся в плиоцен-четвертичное время (Леонов, 1972).

Литература

- Анатольева А. И. О стратиграфическом положении девонских вулканогенных пород Саяно-Алтайской складчатой области.— Тр. Лабор. палеовулканологии Казахского ун-та, вып. 1, Изд-во Казахского гос. ун-та, Алма-Ата, 1963.
- Анатольева А. И. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск, «Наука», 1972.
- Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н., Кудрявцев Г. А., Москаковский А. А., Пожариский И. Ф., Херасков Н. Н. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, вып. 34, № 6.
- Беннисон Дж., Райт А. Геологическая история Британских островов. М., «Мир», 1972.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, т. 34, № 1.
- Бютлер Х. Девонские отложения центральной части восточной Гренландии.— В сб.: Геология Арктики. «Мир», 1964.
- Гатинский Ю. Г., Кудрявцев Г. А., Мишина А. В. О «мезозоидах» Юго-Восточной Азии.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, № 4.
- Гатинский Ю. Г., Рассказов Ю. П., Исаев Е. Н., Каменецкий А. Е., Ле Ван Кы, Сухов В. И., Чан Ван Чи. Структурные элементы территории Демократической Республики Вьетнам.— Сов. геология, 1973, № 9.
- Зоненшайн Л. П. Особенности тектонического развития Западного Саяна.— Геол. геофизика, 1961, № 4.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна. Госгеолтехиздат, 1963.
- Коуи Д. У. Нижний палеозой Гренландии.— В сб.: Геология Арктики. «Мир», 1964.

- Кох Л.* Докембрийские и нижнепалеозойские структурные элементы и осадконакопление в северной и восточной Гренландии.— В сб.: Геология Арктики. «Мир», 1964.
- Красильников Б. Н.* Доорогенное развитие структуры Алтае-Саянской области и сопровождающие его глубинные процессы. Новосибирск, «Наука», 1966.
- Леонов Ю. Г.* Новейшая активизация и альпийский орогенез.— Геотектоника, 1972, № 2.
- Ли Сы-гуан.* Геология Китая. Изд-во иностр. лит., 1952.
- Мазарович О. А.* Геотектонические условия формирования моласс.— Геотектоника, 1972, № 1.
- Мазарович О. А., Минервин О. В.* Взаимоотношение силурийских и девонских моласс в каледонидах Центрального Казахстана.— Вестн. МГУ. Геология, 1971, № 2.
- Международная тектоническая карта Европы.* М-б 1 : 2 500 000. Гл. редакторы Н. С. Шатский, А. А. Богданов, ГУГК, М., 1964.
- Моссаковский А. А.* Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. Госгеолтехиздат, 1963.
- Моссаковский А. А.* Сравнительная тектоника, формационные ряды и магматизм структур орогенного этапа развития палеозойских складчатых зон Южной Сибири и Северной Европы.— В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. «Наука», 1964.
- Основы тектоники Китая.* Госгеолтехиздат, 1962.
- Павловский Е. В.* Краткий очерк докембрия и нижнего палеозоя Шотландских нагорий.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 6.
- Павловский Е. В.* Геологическая история нагорий Шотландии в докембрии и нижнем палеозое и роль глубинных разломов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 7.
- Региональная стратиграфия Китая.* Изд-во иностр. лит., 1960.
- Региональная стратиграфия Китая.* Вып. 2. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Соколов В. Н., Красильщиков А. А., Лившиц Ю. Я.* Тектоника архипелага Шпицберген.— Геотектоника, 1968, № 2.
- Тектоническая карта Евразии.* М-б 1 5 000 000. Гл. редактор А. Л. Яншин, ГУГК, М., 1966.
- Халлер Дж.* Значение каледонской орогении в Гренландии.— В сб.: Геология Арктики. «Мир», 1964.
- Харланд В. Б.* Схема структурной истории Шпицбергена.— В сб.: Геология Арктики. «Мир», 1964.
- Chang Chien-shen, Yu Shon-yun, Huang Chien-hui, Lin T'ien-jui, Lu Hua-Fu, Chien Ch'ing.* Preliminary observations on pre-Devonian in Southern Kiangsi.— Intern. Geol. Rev., 1968, v. 16, No. 12.
- Ch'ien Hsiang-lin.* Developmental history of Paleozoic structure of Hsien-fen-shan region of western Hunan and problem of boundary of Southwest Platform.— Intern. Geol. Rev., 1968, v. 10, No. 11.
- Craig G. Y.* The geology of Scotland. Edinburgh, 1965.
- Dewey J. F., Pankhurst R. J.* The evolution of the Scottish caledonides in relation to their isotopic age pattern.— Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1970, v. 68, No. 11.
- Harland W. B., Wallis R. H., Gayer R. A.* A Revision of the Lower Hecla hoek Succession in Central North Spitzbergen and Correlation Elsewhere.— Geol. Mag., 1966, v. 103, No. 1.
- Jen Chi-shun.* Certain geotectonic formations occurring before the Devonian in southeastern China.— Intern. Geol. Rev., 1968, v. 10, No. 12.
- McKerrow W. S.* The Chronology of Caledonian folding in the British Isles.— Proc. Nat. Acad. Sci. U. S. A., 1962, v. 48, No. 11.
- Rast N., Crimes T. P.* Caledonian orogenic episodes in the British Isles and northwest France and their chronological interpretation.— Tectonophys., 1969, No. 4.
- Rayner D. H.* The Stratigraphy of the British Isles. Cambridge Univ. Press, 1967.
- Skevington D.* Paleontological evidence bearing on the age of Dalradian deformation and metamorphism, Ireland and Scotland.— Scot. J. geol., 1972, v. 7, No. 3, p. 285—288.

Геологический институт
АН СССР
Московский государственный
университет

Статья поступила
25 февраля 1974 г.

УДК 551.243.4 (571.651)

**А. А. АЛЕКСАНДРОВ, Н. А. БОГДАНОВ, С. Г. БЯЛОБЖЕСКИЙ,
М. С. МАРКОВ, С. М. ТИЛЬМАН, В. Е. ХАИН, А. Д. ЧЕХОВ**

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ТЕКТОНИКЕ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Дано описание геологического строения юго-восточной части Корякского нагорья. Показано, что здесь широким развитием пользуются покровы, сложенные ультрабазитами, габброндами и кремнисто-вулканогенными образованиями палеозоя и мезозоя. В пределах этого региона распространены серпентинитовый меланж и олистостромы. Все эти данные позволяют по-новому трактовать тектонику и историю развития района.

Проведенные в 1973—1974 гг. исследования в восточной части Корякского нагорья между побережьем Берингова моря (район оз. Ваамочка — р. Хатырка) и р. Великой позволили по-новому расшифровать геологию этого района. По особенностям геологического строения здесь различаются три зоны субширотного простираия: Эконайская, Алякватваамская и Майницкая (рис. 1). Эконайская и Майницкая зоны пространственно примерно совпадают с выделенными ранее (Егиазаров и др., 1965) Пикасьваям-Хатырским и Научирынайским палеозойскими антиклинориями, а Алякватваамская — с одноименным мезозойским синклинием.

В южной из этих зон, Эконайской, распространены кремнисто-вулканогенные отложения среднего — верхнего палеозоя, терригенные тонкообломочные отложения верхней юры и нижнего мела, олистостром посленеокомского (?) возраста и широко развит полимиктовый серпентинитовый меланж (Богданов, 1970; Иванов, Баратов, 1974), включающий крупные пластины пород гипербазит-габбро-плагиогранитного комплекса. Эти образования несогласно перекрыты вулканогенно-терригенными отложениями позднего сенона — палеогена.

В бассейне среднего течения р. Эльгинваем, в междуречье рек Накепейляк — Ваамочка — Чечеривеем и в верховьях р. Четкинаваям породы палеозоя представлены фтанитами, зеленокаменно-измененными эффузивами, туфами основного состава и яшмоидами, среди которых распространены линзы и прослои обломочных и органогенно-обломочных известняков. Характерной особенностью всех пород является значительная степень их динамометаморфизма и катаклаза. Кремнистые породы обычно интенсивно сплюснуты, разбиты множеством тонких и тончайших трещин, заполненных белым кварцем, и зачастую превращены в кварциты и яшмокварциты; известняки всегда частично или полностью передроблены, перекристаллизованы и мраморизованы, а их пласты будинированы и разлинзованы.

Во всех случаях породы палеозоя находятся в аллохтонном залегании (рис. 2), слагая различного размера глыбы в серпентинитовом меланже либо многочисленные олистолиты в мезозойском олистостроме. Лишь иногда они образуют крупные изолированные пластинообразные тела, окруженные, как правило, выходами олистостромовых образований и, по-видимому, представляющие собой останцы тектонических

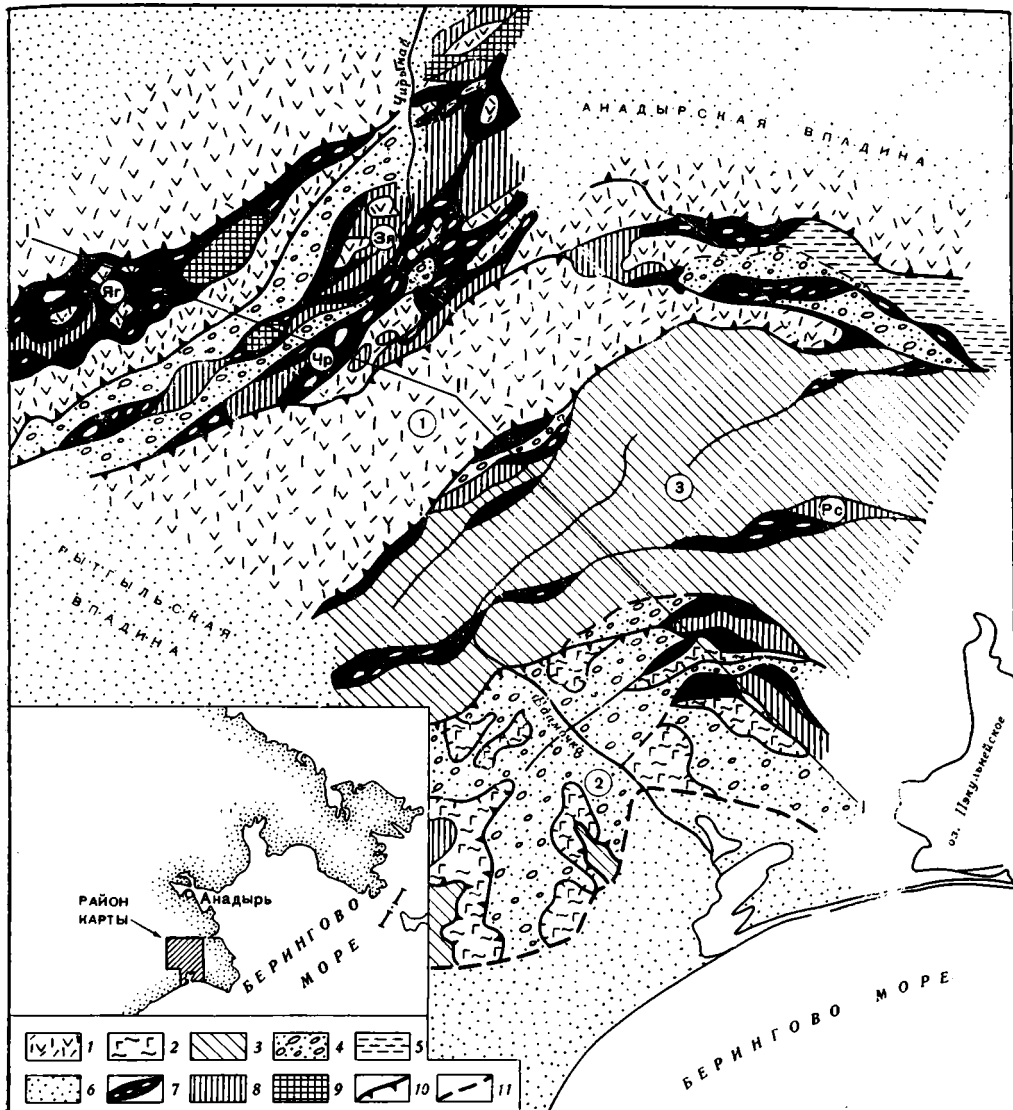


Рис. 1. Геолого-структурная схема северо-восточной части Корякского нагорья. 1 — вулканогенно-терригенные отложения верхней юры — нижнего мела; 2 — вулканогенно-кремнистые отложения среднего — верхнего палеозоя (C_1-P_2); 3 — преимущественно терригенные отложения верхней юры — мела; 4 — олистостромовые образования (K_1-2); 5 — вулканогенно-терригенные отложения маастрихта — палеогена; 6 — рыхлые четвертичные отложения; 7 — полосы серпентинитового меланжа (Яг — Ягельная, Эл — Эльгеваямская, Чр — Чирынайская; Рс — Россомашинская); 8 — габбро, габбро-диориты и плагиограниты; 9 — гипербазиты; 10 — надвиги; 11 — геологические границы. Цифрами в кружках на схеме обозначены: 1 — Майницкая; 2 — Эконайская и 3 — Алыктаваамская зоны

покровов¹. Площадь наиболее крупных из них достигает первых десятков квадратных километров. В основании некоторых из них находятся серпентиниты и габброиды. Нередко нижняя часть представлена серпентинитовым меланжем. Чаще всего она полностью выклинивается, и ее быстрое присутствие устанавливается по отдельным примазкам серпентинитов в подошве палеозоя.

¹ Следует отметить, что впервые о возможном развитии в Корякском нагорье покровов писали П. Н. Кропоткин и К. А. Шахварстова (1965).

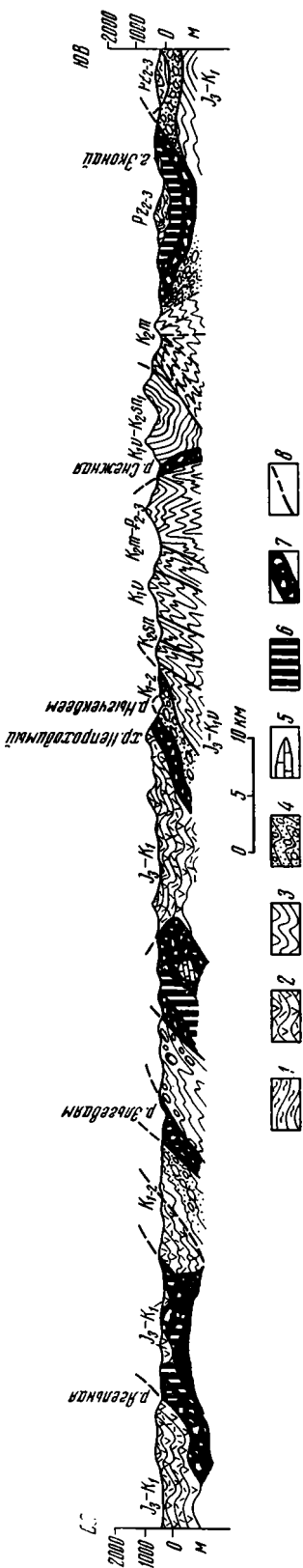


Рис. 2. Геологический разрез вкост простирания северо-восточной части Корякского нагорья (линия разреза показана на рис. 1). 1 — вулканогенно-кремнистые отложения среднего — верхнего палеозоя (P_{2-3}) 2 — вулканогенно-терригенные отложения верхней юры — нижнего мела (J_2-K_1); 3 — терригенные отложения верхней юры — палеогена (J_2-Pg); 4 — односторонние образования (K_1-2); 5 — мраморизованные известняки; 6 — габбро, габбро-диориты, плагиограниты; 7 — серпентинитовый меланж; 8 — надвиги

Разрез вышележащих палеозойских отложений — эффузивов основного состава, вулканогенно-обломочных и кремнистых пород — в силу большой фрагментарности выходов и интенсивной дислоцированности пород может быть реконструирован лишь в схематическом виде. В его нижней части, по-видимому, преобладают черные, темно-серые, зеленоватые фтаниты, зеленокаменно-измененные эффузивы и туфы базальтового состава. Мощность большинства эффузивных пачек не превышает первых десятков метров. Часто наблюдается шаровая отдельность. Иногда совместно с вулканическими породами встречаются тонкозернистые красные и красновато-серые известняки и серые перекристаллизованные органогенно-обломочные криноидные их разности. Первые слагают маломощные линзочки и пропластки сложной формы среди туфов и лав, вторые образуют линзовидные тела мощностью до нескольких метров, не выдержанные по простиранию. На правобережье р. Хайидин, в районе высоты с отметкой 902 м, вблизи подошвы останца тектонического покрова из линзы известняков среди эффузивов отобраны стебли морских линий, по определению А. И. Положихиной, относящиеся к родам *Pandocrinus* sp., *Hexacrinus* (?) sp., *Anthino-crinus* sp., известным из отложений нижнего девона и нижнего подъяруса турнейского яруса.

В верхней части разреза палеозойского комплекса преобладают чередующиеся между собой массивные и отчетливо слоистые темно-серые, зеленоватые и розоватые кремни. Они включают редкие прослои и пачки зеленокаменно-измененных туфов, агломератовых лав основного состава и яшмоидов и многочисленные линзовидные тела и отдельные мощные (до 20—50 м) горизонты перекристаллизованных органогенно-обломочных серых и темно-серых, иногда битуминозных известняков с остатками микрофауны. В разобщенных тектонических блоках на правобережье р. Хайидин, в междуречье Ваапвем — Чечеривеем и в низовье р. Кокуй в разных частях разреза установлены, по определению М. Н. Соловьевой, следующие комплексы фораминифер: *Pseudofusulina krafftii* Schellwien,

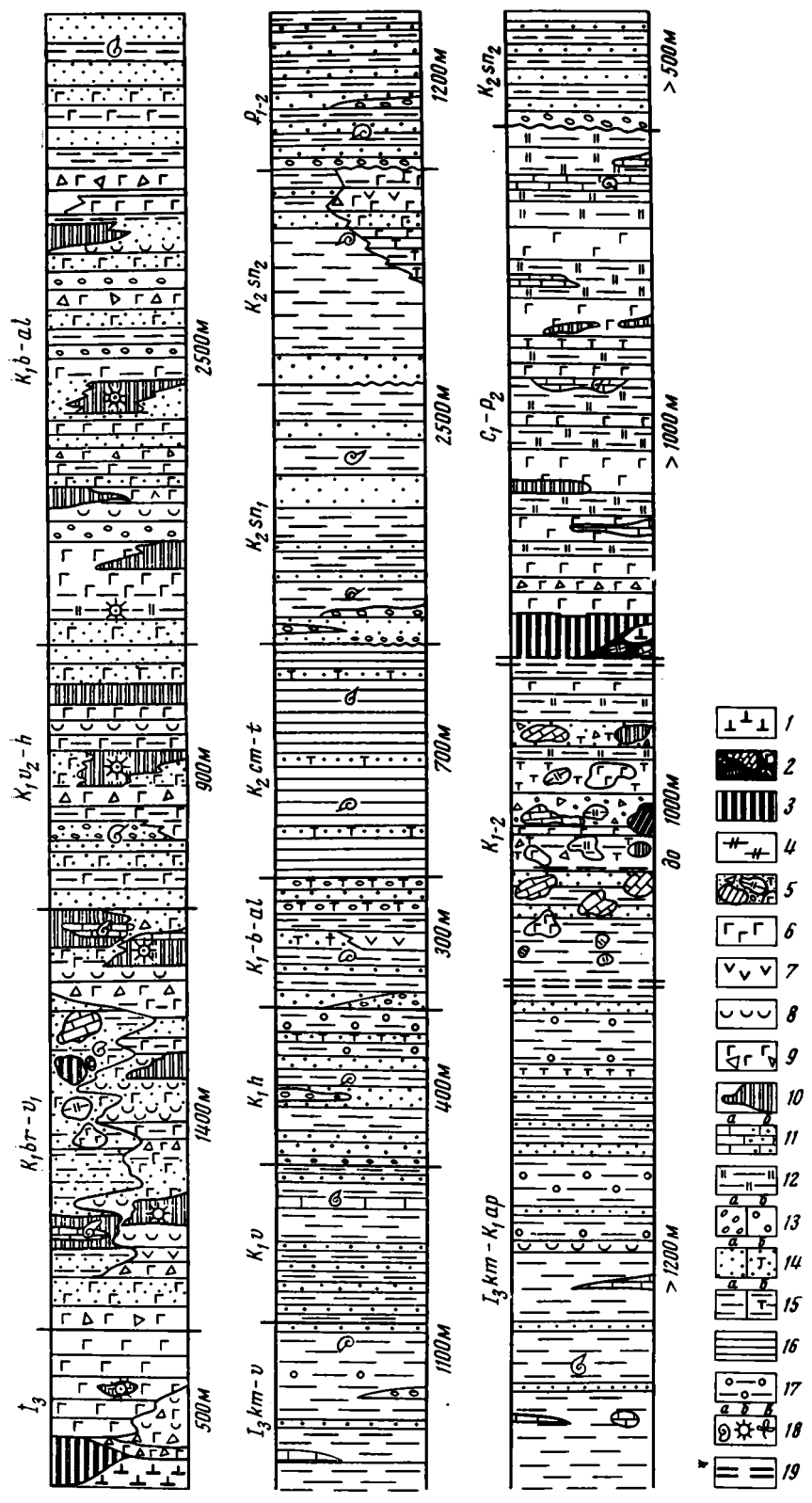
Pseudofusulina sp. (нижняя пермь), *Neoschwagerina craticulifera* (Schwager.), *N. cf. kosensis* Toum., *N. sp.*, *Gabeina* sp. (*G. ex gr. archaica* Dont.) *Verbeekina* sp. nov., *Lagenidae*, *Pachyploia* sp., *Reichelina* sp., *Neoendothyra* sp. (верхняя пермь).

Мощность разрезов в отдельных, наиболее крупных блоках не превышает 300 м. Таким образом, комплекс вулканогенных и кремнистых пород, видимо, охватывает значительный стратиграфический интервал от нижнего девона (?) до верхней перми включительно. Полная мощность его может достигать 1000—1500 м.

Прямые соотношения палеозойских отложений с нижнележащими породами габбро-гипербазитового комплекса обнаружены в районе горы Эконай и на правом берегу р. Эльгинмываям, где можно предполагать несогласное залегание базальтов и их туфов непосредственно на габбро и серпентинизированных гипербазитах. В районе горы Эконай в мраморизованных известняках, залегающих в толще эффузивов, были обнаружены остатки фораминифер, по определению М. Н. Соловьевой — позднепалеозойского облика. Однако для окончательного решения этого вопроса необходимы дополнительные, более детальные исследования, так как в непосредственном контакте между породами палеозоя и габбро часто развиты тонкие просечки серпентинитов.

Преимущественно терригенные отложения верхней юры и нижнего мела, слагающие, по нашему мнению, автохтон Эконайской зоны, обычно вскрыты в пониженных участках рельефа (рис. 3, III). Их выходы представляют собой эрозионные окна среди полей олистостром. Непрерывные разрезы этих отложений изучались в междуречье Ваамочка — Накепейляк, в долинах рек Эльдорадо и Островная, в ряде мест на право- и левобережье р. Эльгинмываям и в обрывах р. Четкинваям. Во всех случаях в их составе преобладают темно-серые до черных или зеленоватые алевролиты и их глинистые и песчаные, иногда туфогенные и известковые разновидности. В подчиненном количестве в разрезе присутствуют аргиллиты и тонко- и мелкозернистые песчаники, нередко вулканомиктовые или известковые, образующие маломощные прослои и отдельные пласты мощностью до 5 м. Спорадически встречаются линзы и прослои гравелитов и конгломератов (до валунных), содержащие обломки различной степени окатанности глинистых красных яшм, кремней, туфов, известняков, эффузивов основного состава, песчаников и алевролитов. В ряде мест отмечены горизонты специфических осадочных брекчий, в которых обломки песчаников и алевролитов сцементированы таким же или более тонкозернистым материалом. Вероятно, эти брекчи имеют подводно-оползневое происхождение. По всему разрезу широко распространены округлые стяжения и многочисленные линзы темно-серых пелитоморфных известняков, иногда битуминозных и всегда содержащих обильные остатки раковин бухий. Довольно часто фауна встречается в известковых разностях терригенных пород, а нередко и в них самих. Вообще обилие органических остатков в этих отложениях можно считать характерным признаком толщи.

Из различных частей разреза характеризуемой толщи в бассейне рек Островная и Эльдорадо собраны следующие комплексы пелеципод (определения К. В. Паракецова): *Buchia lindstroemi* (Sok.), *B. ex gr. mosquensis* (Buch.), *B. aff. rugosa* (Fisch.), *B. cf. piochii* (Gabb.), *B. aff. orbilaris* (Hyatt.) (кимеридж — нижняя часть волжского яруса); *Buchia fischeriana* (Orb.), *B. cf. flexuosa* (Parak.), *B. aff. circula* (Parak.), *B. ex gr. lahuseni* (Pavl.), *B. cf. piochii* (Gabb.), *B. cf. lindstroemi* (Sok.), *B. mosquensis* (Buch.) (средняя часть волжного яруса); *Buchia fischeriana* (Orb.), *B. tenuicollis* (Pavl.), *B. cf. lahuseni* (Pavl.), *B. cf. krotovi* (Pavl.), *B. cf. piochii* (Gabb.), *B. flexuosa* (Parak.), *B. jasiukovi* (Pavl.), *B. cf. terebratuloides* (Lah.), *B. ex gr. mosquensis* (Buch.) (вторая половина волжского яруса); *Buchia unshensis* (Pavl.), *B. volgensis* (Lah.), *B. cf.*



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19

Рис. 3. Вертикальная последовательность разновозрастных толщ в различных структурных зонах. I — Майницкая, II — Аькватваамская, III — Эконайская зоны. 1 — гипербазиты; 2 — серпентинитовый меланж; 3 — габбро, габбро-диориты, плагиограниты; 4 — лавсонит-глаукофановые сланцы; 5 — олистостром; 6 — эффузивы основного состава; 7 — то же среднего состава; 8 — пепловые и тонкообломочные туфы; 9 — грубообломочные туфы; 10 — яшмы; 11 — известняки (а), и песчанистые известняки (б); 12 — фтаниты; 13 — конгломераты (а) и гравелиты (б); 14 — песчаники граувакковые (а) и туфогенные (б); 15 — алевролиты (а) и туфогенные алевролиты (б); 16 — тонкое ритмичное чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов; 17 — окремненные аргиллиты; 18 — остатки фауны (а), радиолярий (б) и флоры (в); 19 — пологие тектонические контакты

volgensis (Lah.), *B. ex gr. lahuseni* (Pavl.) (ранний берриас); *Buchia okensis* (Pavl.), *B. cf. volgensis* (Lah.), *B. cf. bulloides* (Lah.), *B. aff. unshensis* (Pavl.), *B. ex gr. keyserlingi* (Lah.) (конец берриаса — начало валанжина).

Совершенно идентичные комплексы пелеципод отобраны из тонкообломочных терригенных отложений, вскрытых несколько севернее в среднем течении р. Эльгинмываям. Здесь в едином разрезе обнаружены и более высокие слои с поздневаланжинскими *Buchia crassa* (Pavl.), *B. cf. crassicollis* (Keys.), *B. cf. uncitoides* (Pavl.), предположительно готеривскими белемнитами и призматическими слоями толсторебристых иноцерамов, а в одной точке на правом берегу р. Эльгинмываям (верховье р. Какомей) встречены баррем-аптские слои с *Aucellina cf. pekulnejenis* Ver. (определение Г. П. Тереховой). Литологический состав этих более высоких горизонтов верхнеюрско-нижнемеловой толщ заметно отличается: в них резко возрастает роль грубообломочных терригенных разностей пород и, кроме того, присутствуют пласты и тонкие прослои тонко- и грубообломочных туфов среднего и кислого состава, а толща приобретает флишеподобный облик.

Видимая мощность нижней, существенно алевролитовой части разреза составляет не менее 600—800 м, поздневаланжинско-аптская ее часть имеет мощность около 400 м.

Характер дислоцированности пород верхнеюрско-нижнемеловой толщ довольно своеобразен. Крупные складки амплитудой в сотни метров и первые километры наблюдаются крайне редко. Более характерны для нее моноклинали с углами наклона пород 35—50° и более, слагающие серии чешуй, разделенных надвигами и взбросами. Близ разломов часто развиты мелкие, сильно сжатые (до изоклинальных) опрокинутые складки, иногда с будинированными пластами песчаников в них. Часто встречаются участки общей интенсивной передробленности пород и развития хаотических структур, возможно, обусловленных сингенетическими деформациями.

Повсеместно терригенная толща верхней юры и нижнего мела находится в тесной пространственной ассоциации с олистостромом, причем их контакты во всех случаях имеют явно тектонический характер.

Олистостромовая толща чрезвычайно широко распространена в пределах Эконайской зоны, слагая большей частью водораздельные пространства. Ее выходы изучались в бассейнах рек Четкинваям и Эльгинмываям, в хребтах Кытыпалгыкытвен, Накепейляк и Якану, на правом берегу р. Ваамочки и на междуречье Ваапвеем — Рынатанмельген.

В ряде мест, как, например, в обрывах р. Хайдин (горы Долина и Зубец) и некоторых других, это существенно терригенная толща, сложенная алевролитами и песчаниками, нередко туфогенными или слегка окремненными, в которых заключены обломки и глыбы (до 50 м и более) мраморизованных и брекчированных известняков, разнообразных фтанитов, яшмоидов, эффузивных пород и туфов основного состава. Крупные глыбы, обычно неправильной или слегка вытянутой по слоистости формы, расположены хаотично, мелкие обломки иногда концентрируются в отдельных слоях. Толща интенсивно тектонизирована и цеолитизирована, однако ее общий слоистый характер здесь распознается без труда. Видимая мощность ее составляет не менее 600 м.

Отмеченные особенности строения данной толщи не оставляют сомнения в том, что она является олистостромом, тем более что в алевролитах, составляющих ее цемент, довольно часто встречаются призматические слои иноцерамид, по мнению Г. П. Тереховой, мелового возраста, а в олистолитах известняков нередко удается обнаружить палеозойские фораминиферы, ругозы и криноидеи.

Намного сложнее диагностируется олистостром в тех случаях, когда отдельные его горизонты насыщены большим количеством крупных плоских олистолитов, максимальные размеры которых достигают в длину 200—300 м и в толщину 30—40 м. Олистолиты со всех сторон окружены сравнительно небольшим количеством терригенного, кремнисто-обломочного или туфового цемента. Иногда удается наблюдать, что разделяются такие горизонты пачками грубо- и тонкообломочных кремнистых и вулканомитовых пород, туфов и лав основного состава, нередко с линзами глинистых яшм, повсеместно содержащих отдельные глыбы и небольшие олистолиты (до 10—15 м в поперечнике). Местами в разрезе присутствуют прослой и горизонты слоистых кремнистых алевролитов и пласты от 1—2 до 10 м мощностью весьма характерных темно-серых до черных, иногда углистых алевролитов с многочисленными округлыми гальками кремней, известняков и эффузивов, напоминающих редкогалечные конгломераты или гравелиты.

В северной части Эконайской зоны в разрезе олистострома местами (хр. Накепейляк) появляются пачки (до 100—150 м мощностью) грубого переслаивания крупнозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов, состоящих из слабоокатанных обломков, главным образом серых и зеленовато-серых кремней, и включающих единичные глыбы и небольшие олистолиты тех же кремней и измененных эффузивов основного состава.

В олистолитах представлены практически все разности пород палеозойского разреза: массивные и яснослоистые (всегда интенсивно сплюснутые) серые, зеленоватые и розоватые кремни, мраморизованные темно-серые и светлые кальцитизированные известняки, в которых нередко удается обнаружить остатки крупных фораминифер, криноидей и ругоз; эффузивы и туфы основного состава, яшмы, а также габбро, диабазы, плагиограниты и серпентинизированные гипербазиты. Наиболее часто встречаются олистолиты, сложенные кремнями, более редки известняки и глыбы эффузивов и туфов; последние, как правило, с большим трудом распознаются среди вулканомитового, сильно передобленного цемента олистострома. Изверженные породы встречаются значительно реже. В то же время в шлихах из цемента олистострома постоянно присутствуют хромшпинелиды, что указывает на разрыв габбро-гипербазитового комплекса в период формирования олистостромовой толщи.

Именно этот чрезвычайно сложный тип олистостромовых образований с преимущественно вулканогенным цементом и весьма крупными олистолитами, иногда заключающими фрагменты палеозойского разреза или меланократового фундамента, по нашим наблюдениям, наиболее характерен и широко распространен в пределах Эконайской зоны. Хорошие обнажения олистострома наблюдались в почти отвесных стенках огромных ледниковых карров на западных склонах хр. Кытыпалгыкытвен против оз. Оленьего, в хр. Якану и некоторых других местах. Здесь великолепно видно чрезвычайно сложное внутреннее строение и интенсивная дислоцированность олистостромовой толщи. Надвигами и взбросами, наклоненными обычно в одну сторону, она разбита на многочисленные чешуи, причем в основании некоторых из них прослеживаются линзы серпентинитов и узкие полосы серпентинитового меланжа. Реже в олистостроме удается выявить сжатые складки шириной в первые сотни метров с крутым падением осевых плоскостей. Минимальная мощность олистостромовой толщи оценивается величиной в 800—1000 м.

В ряде мест в бассейне р. Эльгинмываям, в обрывах рек Четкинваям, Островная и Эльдорадо олистостромовая толща по надвигам различной крутизны налегает на терригенные отложения верхней юры — валанжина, причем в южном направлении как будто бы намечается некоторое удревнение подстилающих ее отложений (от готерива или даже апта до берриаса). Прямых данных для суждения о возрасте олистострома, кроме отдельных находок в ее цементе призматических слоев иноцерамид и меловых радиолярий, отобранных на левобережье среднего течения р. Хайидин, в настоящее время нет.

Основываясь на характере взаимоотношений олистостромовой толщи с фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего мела Эконайской зоны и трансгрессивном перекрытии ее в бассейне р. Эльгинмываям отложениями кампана — маастрихта, мы считаем возможным датировать возраст олистострома посленеокомским — допозднесенонским временем.

Вулканогенно-терригенные отложения верхнесенонско-палеогенового возраста, плащеобразно перекрывающие все описанные выше образования Эконайской зоны и зачастую затрудняющие выяснение ее внутренней структуры и границ, имеют следующие особенности строения. В бассейне р. Эльгинмываям, где изучены наиболее полные разрезы, это существенно терригенные отложения мощностью более 1000 м. В основании развита мощный (до 250 м) существенно грубообломочный горизонт, состоящий из чередования конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников с пачками алевролитов. Выше наблюдается ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов, все более тонкослоистое вверх по разрезу и постепенно сменяющееся существенно алевролитовыми горизонтами. В различных частях разреза обнаружены органические остатки, представленные, по определению Г. П. Тереховой, следующими формами: *Gaudryceras* cf. *tenuiliratum* Gabl., *G. denmanens* Whit., *Pachydiscus subcompressus obsoletus* Mat., *Neancyloceras* (?) sp. indet., *Inoceramus* ex gr. *balticus* Boehm., *In* sp. indet., напоминающие *In.* ex gr. *schmidtii* (Mich.), множество *Mytilus* sp., *Ostrea* sp. indet., *Brachiopoda* gen., *Parallelodon* sp. indet., остатки раков, крабов и ежей.

Возраст слоев, заключающих эту фауну, определяется верхним кампаном — маастрихтом.

На правобережье р. Эльгинмываям, в истоках рек Кокуй и Какомей наблюдались и более высокие терригенно-вулканогенные части разреза (высокоречинская свита маастрихта), согласно (?) перекрытые толщей песчаников палеогенового возраста.

Всей характеризуемой толще верхнего сенона — палеогена присущ специфический стиль деформации — широкое развитие моноклиналей с пологими углами падения, в пределах 10—15°, реже до 30°, наличие почти идеальных концентрических складок и т. д. Лишь вблизи крупных нарушений отмечаются мелкие сложные, местами изоклиналильные складки. Весьма часто наблюдается залегание толщи на подстилающих отложениях своими разными горизонтами, что указывает на наличие в ее основании срывов.

Майницкая зона охватывает северную часть изученной территории и прослеживается от верхнего течения р. Кэнкэрвеем на востоке до правобережья р. Койвэрэлан. Для этой зоны характерно широкое распространение меланжа, образующего линейно-вытянутые полосы (Александров, 1973), а также развитие весьма специфичной и мощной вулканогенно-туфо-терригенной толщи и олистострома (рис. 3, 1).

Меланж в этой зоне представлен двумя разновидностями. В ее юго-восточной части и по периферии распространен полимиктовый меланж. На рис. 1 это Эльгеваямская, Чирынайская, Ныгчеквеемская и Кэнкэрвеемская полосы меланжа. В пределах этих полос в раздробленных и

рассланцованных серпентинитах наряду с глыбами габбро и гипербазитов заключены обломки и глыбы размером до нескольких сотен метров перекристаллизованных известняков, фтанитов, яшмоидов, песчаников и алевролитов, туфов и эффузивов основного состава, амфиболитов, зеленых и глаукофановых сланцев. Максимальная мощность меланжа в Эльгеваямской и Чырынайской полосах, по-видимому, превышает 1000 м. Там, где полосы меланжа расширяются, в нем встречаются пластинчатые блоки площадью до нескольких квадратных километров и мощностью в несколько сот метров. Они представлены либо гипербазитами, габбро и плагиогранитами, либо палеозойскими эффузивами и фтанитами с линзами и пластами мраморизованных органогенно-обломочных известняков. В составе обломков и глыб пород в полимиктовом меланже легко распознаются породы палеозойского комплекса, а также породы вулканогенно-туфо-терригенной толщи Майницкой зоны.

От верхнего течения р. Тундровой в верховья р. Ягельной и далее на северо-восток через гору Красную протягивается Ягельная полоса меланжа (рис. 1). Она отличается от ранее рассмотренных зон меланжа мономиктовым составом глыб в серпентинитовом цементе. Здесь распространены глыбы перидотитов, мелко- и среднезернистых габбро, плагиогранитов и породы вулканогенно-туфо-терригенной толщи. Обломков палеозойских пород в составе этого меланжа не встречено. Другая особенность Ягельной полосы меланжа — наличие больших пластинчатых тел массивных гипербазитов (дунитов, перидотитов, реже пироксенитов), в верхней части которых нередко залегают пластовые тела мелкозернистых пород, варьирующих от габбро-диабазов и диабазов до диоритов и гранодиоритов. В верхнем течении р. Научирынай и в верховьях р. Ягельной в пределах таких блоков наблюдалось несогласное залегание на породах меланократового фундамента пачки шаровых базальтов и их туфов, относящейся к основанию вулканогенно-туфотерригенной толщи. В самых низах таких разрезов распространены туфогенные гравелиты и конгломераты с галькой габброидов, ультрабазитов, габбро-диабазов, реже с мелкими обломками серпентинитов. Мощность этой вулканогенной пачки около 350 м. В яшмоидах из этой части разреза собраны радиолярии, среди которых определены *Stichocapta* ex gr. *ovatoidea* Zham., *Lithomitra* cf. *capito* Rüst., *L.* cf. *capitoidea* Zham., *Lithocampe* ex gr. *kiparissovae* Zham., характерных для охотского подкомплекса верхней юры (определение Л. И. Казинцовой).

Выше в разрезе залегает пачка (мощностью не менее 1400 м) пестроокрашенных туфоконгломератов и туфогравелитов с многочисленными гальками ярко-зеленых и сургучных кремней, базальтов и андезитов, туфов, туффитов, пестроокрашенных яшмоидов, вулканомиктовых песчаников и алевролитов с градационной слоистостью.

По направлению на юго-запад эта часть разреза, видимо, частично замещается чисто терригенными песчано-алевролитовыми отложениями с отдельными горизонтами базальтов и красных яшм. Эта часть разреза охарактеризована радиоляриями койвэрэланского комплекса берриас-валанжинского возраста (определения А. И. Жамойды и Л. И. Казинцовой) и многочисленными бухиями берриаса — валанжина. Бухии, как и радиолярии, приурочены к прослоям сургучных яшм, и лишь в единичных случаях они встречены в терригенных породах.

Выше разрез наращивается сравнительно монотонной толщей туфогенных песчаников и алевролитов с маломощными прослоями сургучных яшмоидов и известковистых гравелитов с многочисленными остатками белемнитов, среди которых В. Н. Саксом определены *Arcotenthis* cf. *subporrecta* Vodyl., характерные для низов готерива.

Разрез Майницкой зоны венчается мощной толщей (более 2000 м) туфобрекчий, псаммитовых пестроокрашенных туфов, туфогравелитов, туфопесчаников и туфоалевролитов с единичными покровами базальтов

и сургучных кремней. В песчаниках из верхней части разреза Г. П. Тереховой определен *Gastroliteidae*, характеризующий возраст вмещающих отложений как верхний альб. В целом для вулканогенно-туфо-терригенной толщи характерна очень быстрая фациальная изменчивость. Олигостромовые образования, развитые в бассейнах рек Малый Научерынай, Эльгеваям, Ныгчеквеем и Кэнкэрвеем, по-видимому, входят в состав вулканогенно-кремнисто-терригенного разреза и являются фациальными аналогами его отдельных частей.

Основную массу олистострома образуют вулканомиктовые песчаники, алевролиты и гравелиты, реже песчаники и алевролиты, иногда с растительным детритом. Породы часто сильно катаклазированы и милонитизированы, разбиты множеством трещин, по которым развиваются карбонат, пренит и цеолиты. Олистолиты сложены темно-серыми, коричневыми и зелеными кремнями, яшмами, туфами и зеленокаменно-измененными эффузивами основного состава, габброидами, мраморизованными известняками. В известняках из крупного олистолита на правом берегу р. Малый Научерынай, выше устья р. Ягельной, обнаружены остатки фораминифер *Nodosaria* ex gr. *elabugae* (Tcherd.), *Miliolidae* sp. indet. позднепермского — раннетриасового возраста (определение М. Н. Соловьевой). Количество и величина олистолитов в разрезе и по площади изменяются в широких пределах, в целом уменьшаясь по мере удаления от контакта олистострома с меланжем. Крупные олистолиты протягиваются на несколько сот метров, имеют плоскую форму. Толщина их достигает нескольких десятков метров, как это наблюдается, например, на правом берегу р. Эльгеваям, в районе высоты с отметкой 1064 м (рис. 4).

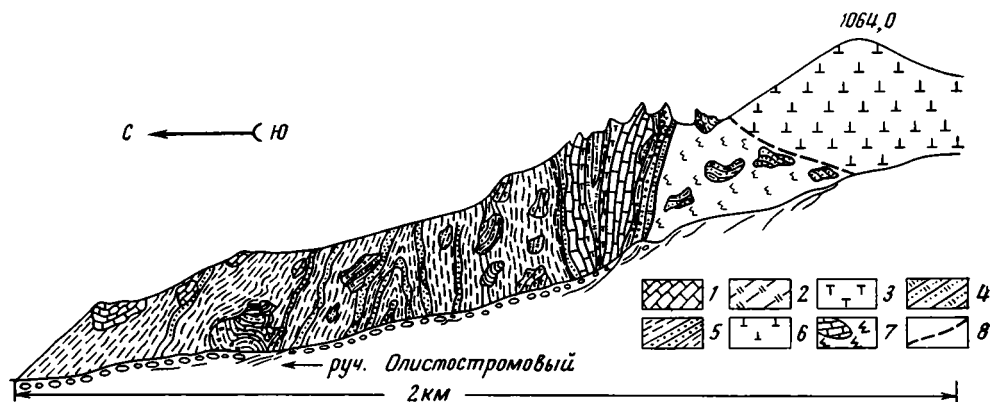


Рис. 4. Характер выходов олистостромовых отложений на правом берегу р. Эльгеваям, в районе высоты с отметкой 1064 м. 1 — мраморизованные известняки верхнего палеозоя; 2 — слоистые темно-серые и зеленоватые кремни; 3 — красные и зеленые туфы основного состава с линзами миндалекаменных спилитов; 4 — кремнисто-обломочные гравелиты и песчаники; 5 — чередование песчаников и алевролитов; 6 — гипербазиты; 7 — серпентинитовый меланж; 8 — разрывные нарушения

Возраст олистострома не совсем ясен. На правом берегу р. Малый Научерынай рядом с олистостромом из мраморизованных известняков поздней перми — раннего триаса встречены небольшие тела глинистых известняков, содержащих остатки *Buchia* cf. *inflata* (Toula), *Buchia* sp. валанжинского облика. Таким образом, олистострома не может быть древнее валанжина, и она, видимо, фациально замещает среднюю часть разреза эффузивно-туфо-терригенной толщи.

Структура Майницкой зоны достаточно сложна. Это серия чешуй, осложненных мелкими изоклинальными, а местами лежащими складками. В основании чешуй, как правило, находится серпентинитовый ме-

ланж. Ягельная полоса меланжа представляет собой куполовидное поднятие меланократового фундамента Майницкой зоны, прорванное более поздними протрузиями, местами смятыми в складки вместе с перекрывающими толщами.

Алькатваамская зона расположена между Эконайской и Майницкой. В бассейне верхнего течения р. Ваамочки изучен почти непрерывный разрез киммеридж-волжских и меловых отложений суммарной мощностью более 5000 м (рис. 3, II).

Отложения верхней юры — валанжина (более 1100 м) представлены преимущественно тонко- и мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с конкрециями и маломощными прослоями тонкозернистых известняков с обильной фауной бухий, по определениям К. В. Паракецова, характеризующих полностью волжские, берриасские и валанжинские слои. В верхах разреза валанжина местами появляются грубозернистые туфопесчаники и линзы известняков, состоящие из битых раковин бухий.

Для отложений готерива — альба (около 700 м) характерно появление в разрезах многочисленных хорошо заметных маломощных прослоев светлых тонкозернистых туфов кислого и иногда среднего состава, ритмичное флишoidное чередование песчаников и алевролитов, нередко туфогенных и окремненных с градационной слоистостью, и наличие отдельных линзовидных слоев и горизонтов гравелитов и конгломератов, в которых часто содержится галька с фауной верхней юры — валанжина. В различных частях разреза здесь обнаружены белемниты и призматические слои иноцерамов до 4—5 мм толщиной, по мнению К. В. Паракецова, готеривских, а также остатки *Ancyloceras* cf. *durreli* Anderson, *Aucellina* sp., *Crioceratites* (?) sp., характеризующих барремско-аптские слои (определения В. П. Похиалайнена).

Сходный тонко- и ритмично-слоистый характер имеют отложения сеномана и турона (700 м). В них собраны сеноманские формы *Inoceramus* cf. *subovatus* Ver., *In.* sp., *Parallelodon* sp., *Tarrilites* sp., *Megatrigonia* sp. indet., *Pleuromya* sp., *Phyllites* gen. indet. и сеноман-туронские *Inoceramus* ex gr. *nipponicus* Nagao et Mat., *In.* ex gr. *korjakensis* Ter., *In.* sp. indet. (определения Г. П. Тереховой). Отложения нижнего сенона (более 500 м) продолжают разрез сеномана — турона и характеризуются более грубым чередованием алевролитовых и песчаниковых разностей пород. Вблизи устья р. Светлой в них собран богатый комплекс фауны, из которого Г. П. Тереховой определены следующие формы: *Inoceramus yokoyamai* Nagao et Mat., *Phyllopachyceras* sp. indet., *Neopuzosia ishikawai* (Jimbo), *Jimboiceras mihoense* Mat., *Jimboiceras* sp., *Parallelodon* sp., *Variamussium* sp., *Lima* (?) sp. indet., характеризующие, по ее мнению, сантон.

Вышележащая маастрихтско-палеогеновая вулканогенно-терригенная, иногда существенно терригенная толща сходна по строению с такой в Эконайской зоне, хотя местами, видимо, составляет единый разрез с подстилающими ее отложениями сенона (Терехова, 1970).

Современная структура Алькатваамской зоны складчато-чешуйчатая. Здесь широко развиты крупные складки шириной до 5—8 км и протяженностью 50 км и более, осложненные более мелкой складчатостью. В то же время неоднократно наблюдались тектонические контакты между разновозрастными комплексами, нередко по пологопадающим разрывам. Так, в южной части зоны на большом протяжении отмечается наложение валанжинско-готеривских пород на верхнесенонскую преимущественно алевролитовую толщу. Алевролиты в таких случаях всегда сильно рассланцованы, кливажированы и филлитизированы и, видимо, являлись смазкой при горизонтальных движениях. Вдоль плоскости этого надвига встречаются линзовидные тела серпентинитов протяженностью до 100 м и мощностью в первые десятки метров. В верхоях

р. Ваамочки в урезях рек вскрываются крутопадающие, нередко «стоящие на головах» породы нижнего — верхнего мела (валанжина — кампана). Водоразделы сложены интенсивно метаморфизованными и дислоцированными, иногда до лежащих изоклинальных складок, отложениями верхнего сенона — палеогена. На контакте между теми и другими постоянно присутствуют линзы серпентинитов.

И в том и в другом случаях плоскости разрывов имеют северное падение под различными углами, что свидетельствует о южном направлении самых молодых, возможно неогеновых перемещений. В структуре Алякватваамской зоны наиболее отчетливо выражены самые поздние тектонические движения, в результате которых были интенсивно дислоцированы не только отложения верхней юры — нижнего мела, но и верхнесенонские и палеогеновые. Более ранние движения здесь проявились, по-видимому, значительно слабее, о чем свидетельствует полнота стратиграфического разреза зоны. Лишь местами они зафиксированы в виде перерывов в основании верхнего сенона. Особенности строения Алякватваамской зоны свидетельствуют о сильном сжатии и более всего согласуются с представлением о ее автохтонной природе.

Изложенное выше показывает, что имеющиеся представления о тектонике и истории развития восточной части Корякского нагорья (Геология СССР, т. XXX, 1970; Егизаров и др., 1965) нуждаются в существенном пересмотре с учетом недооценивавшейся ранее роли крупных горизонтальных перемещений в формировании структуры. О том, что такие перемещения происходили, свидетельствуют протяженные и многочисленные надвиги и связанные с ними такие специфические образования, как серпентинитовый меланж и олистостром.

Основание тектонических пластин и покровов, развитых в восточной части нагорья, сложено габбро-типербазитовыми комплексами, перекрытыми несогласно либо палеозойскими вулканогенно-кремнистыми, либо мезозойскими вулканогенно-терригенными отложениями. Очевидно, ранее в этом регионе существовали разновозрастные эвгеосинклинальные прогибы, закладывавшиеся на коре океанического типа, фрагменты разреза которой устанавливаются в составе рассмотренных покровов.

Несколько иначе, чем до сих пор, следует понимать положение в структуре региона палеозойских отложений. По нашим наблюдениям, они имеют здесь повсеместно аллохтонное залегание и встречаются в виде глыб в серпентинитовом меланже и олистостроме или в виде крупных останцов тектонических покровов.

Эти данные, несмотря на свою ограниченность, позволяют высказать некоторые соображения о тектонической истории данной части Корякского нагорья. Прежде всего достаточно очевидно, что геосинклинальный процесс здесь начался на океанической коре в среднем палеозое. Для более западных частей Корякского нагорья начало этого процесса может быть датировано ордовиком (Заборовская, Некрасов, 1974). В раннем мезозое здесь начала формироваться островная дуга, осадкам ранней и зрелой стадий которой соответствуют разрезы верхней половины нижнего мела и сенона Майницкой зоны (хр. Непроходимый, западная часть хр. Кэнкэрэн). В тылу Майницкой зоны (северо-западная ее часть) в раннем мезозое, вероятно, происходило растяжение и новообразование океанической коры, реликты которой представлены мономиктовым Ягельным меланжем. Позднее в сходных условиях мог возникнуть Великореченский прогиб (а точнее, Великореченско-Алганский).

Верхнеюрско-нижнемеловые и нижнесенонские отложения Алякватваамской зоны, представленные главным образом тонкообломочными породами, содержащими значительную примесь вулканогенного материала, по-видимому, можно рассматривать как отложения склона и подножия дуги, располагавшейся севернее. Наличие серпентинитовых протру-

зий и блоков палеозойских отложений в Росомашинской полосе меланжа позволяет предполагать, что верхнеюрские и меловые отложения здесь накапливались на палеозойской океанической коре, а местами, возможно, непосредственно на меланократовом фундаменте. Весьма интересно в этой связи строение Эконайской зоны. Ряд фактов (отсутствие покровов и олистостромов в Алькатваамской зоне, особенности фациального строения сенонских отложений и др.) позволяют думать, что аллохтон Эконайской зоны переместился с юга. В этом случае палеотектонические реконструкции для мезозоя должны охватывать и область современного Берингова моря.

Главная фаза покровообразования на юге района, видимо, наступила в конце раннего мела. Ее началу сопутствовало образование перед фронтом тектонических чужей и покровов мощных олистостромов.

Накопление верхнемеловых и тем более палеогеновых отложений происходило, очевидно, уже после основного покровообразования. В конце мела и особенно палеогена эти отложения, образующие «неоавтохтон», были достаточно интенсивно смяты вместе с подстилающими их покровами, образовавшими анти- и синформы. В дальнейшем эти складчатые структуры были осложнены крутыми разрывами типа взбросо-надвигов; по некоторым из них меланж проник вверх в виде протрузий (центральная часть Алькатваамской зоны).

Намеченная схема, разумеется, нуждается в уточнении, ибо ряд важных вопросов геологии нагорья ждет своего разрешения. К ним относятся вопросы о местонахождении корней покровов и, следовательно, о первичном положении эвгеосинклинальных прогибов разного возраста, о времени, направлении и масштабах перемещения отдельных шарьяжных пластин.

Литература

- Александров А. А.* Серпентинитовый меланж верхнего течения р. Чирынай (Корякское нагорье).— *Геотектоника*, 1973, № 4.
- Богданов Н. А.* Некоторые особенности тектоники Корякского нагорья.— *Докл. АН СССР*, 1970, т. 192, № 3.
- Геология СССР*, т. XXX. Северо-Восток СССР, кн. 2. «Недра», 1970.
- Гладенков Ю. Б.* О тектонике восточной части Корякского нагорья.— *Тр. ГИН АН СССР*, вып. 113. «Наука», 1964.
- Егизаров Б. Х., Дундо О. П., Анисеева Л. И., Русаков П. М., Дегтяренко Ю. П.* Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. «Недра», 1965.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. «Наука», М., 1965.
- Некрасов Г. Е., Заборовская Н. Б.* Новые данные о стратиграфии нижнего и среднего палеозоя Понтонейских гор.— *Тезисы межвед. стратиграфич. совещания по докембрию и палеозою Северо-Востока СССР*. Магадан, 1974.
- Иванов О. Н., Баратов Ш. Х.* Серпентинитовый меланж бассейна р. Хатырки (Корякское нагорье). *Докл. АН СССР*, 1974, т. 214, № 2.
- Терехова Г. П.* Меловая система Охотской складчатой области.— *В кн. Геология СССР*, т. XXX. Северо-Восток СССР, кн. 1. «Недра», 1970.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
25 июля 1974 г.

УДК 551.14(575.3)

А. А. ЛУКК, Л. П. ВИННИК

**ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЛУБИННОЙ
СТРУКТУРЫ ПАМИРА**

Подробно анализируется геометрия фокальной зоны мантийных землетрясений под Памиро-Гиндукушем. Дается схема горизонтальных вариаций скорости распространения продольных волн в верхних 350 км мантии. Схема получена в результате анализа времен пробега продольных волн далеких землетрясений до 16 сейсмических станций, расположенных на Памире, Гиндукуше и в Таджикской депрессии. Обнаружена глубокая аналогия в строении верхней мантии района и островных дуг. Мантийные землетрясения происходят в высокоскоростном блоке вблизи контакта с низкоскоростными блоками. Структура верхней мантии Памиро-Гиндукуша эквивалентна двум островным дугам: фронтальная сторона Гиндукушской дуги обращена на юго-восток, Памирской — на северо-запад. Аналогия с островной дугой нарушается на границе между высокоскоростным блоком Западного Памира и низкоскоростным Восточного Памира, так как эта граница проходит вкострест простираения фокальной зоны глубоких землетрясений. Предполагается, что Восточный Памир является продолжением структуры Тибета. Своеобразие тектоники Памиро-Гиндукуша обусловлено взаимодействием процессов, характерных для островных дуг и активизированных платформ.

Памиро-Гиндукуш — один из немногих районов земного шара, где происходят землетрясения с промежуточной глубиной очага (до 300 км), но при этом фокальная зона расположена в центре континента и заведомо не связана с современными океаническими структурами. Фокальная зона протянулась с юго-запада на северо-восток от меридиана Кабула (69° з. д.) на западе вдоль северных острогов Гиндукуша через Центральный Памир до Мургаба на востоке (74° в. д.). Общая ее протяженность составляет около 600 км. Максимальная ширина эпицентральной зоны не превышает 120 км. Подавляющее большинство землетрясений сосредоточено в 300-километровой полосе фокальной зоны к западу от морфологической границы раздела между Восточным и Западным Памиром. Представление о распределении землетрясений по глубине внутри фокальной зоны дается в работе (Лукк, Нерсесов, 1970).

В работе (Винник, Лукк, 1974) представлены результаты изучения горизонтальных неоднородностей верхней мантии под Памиро-Гиндукушем. В настоящей статье сделана попытка связать горизонтальные неоднородности мантии, выделенные нами ранее, с геометрией фокальной зоны и элементами тектоники региона. В связи с этим в статье подробно рассматривается геометрия фокальной зоны, устанавливаемая по характеру глубокофокусной сейсмичности; кратко рассматривается методика выделения горизонтальных скоростных неоднородностей верхней мантии и дается схема этих неоднородностей под Памиро-Гиндукушем, синтезируются результаты и сделана попытка их тектонического истолкования.

ГЕОМЕТРИЯ ФОКАЛЬНОЙ ЗОНЫ ГЛУБОКИХ ПАМИРО-ГИНДУКУШСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

На рис. 1 дана проекция на дневную поверхность двух интервалов глубин фокальной зоны памиро-гиндукушских землетрясений 80—120 и 200—240 км. Соответствующие контуры ограничивают участки фокальной зоны, в пределах которых объемная плотность очагов землетрясений с энергетическим классом $K=10-13$ (магнитуда 3,3—5,0) составляет не менее трех землетрясений в год на $40 \times 40 \times 40$ км³. Материалы для этих построений получены в результате детальных наблюдений Комплексной сейсмологической экспедиции, проводившихся с 1963 по 1967 г.

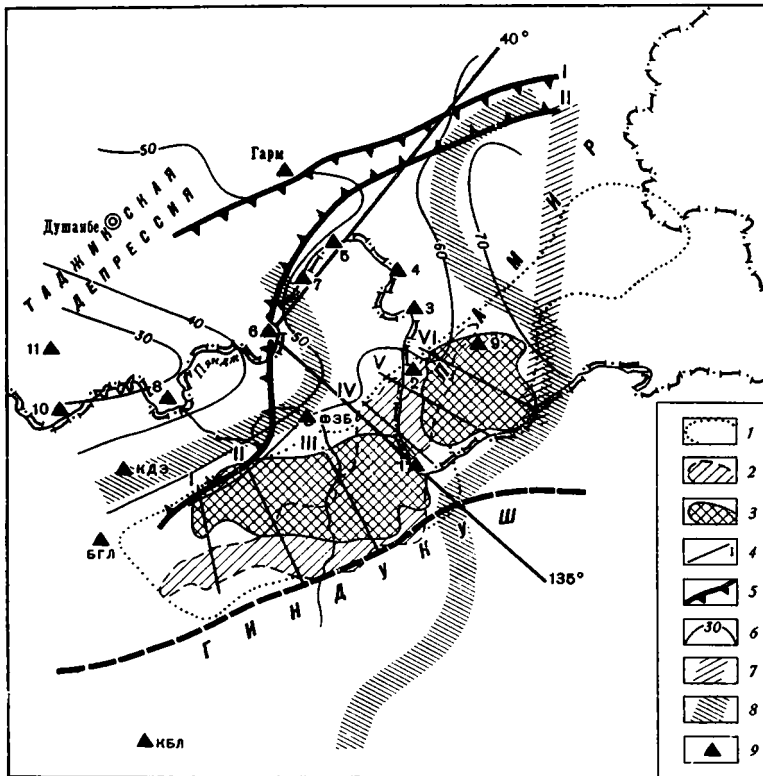


Рис. 1. Структура фокальной зоны глубоких землетрясений и глубинное строение Памиро-Гиндукуша. 1—Эпицентральная зона глубоких землетрясений; 2—фокальная зона на глубине 80—120 км (объемная плотность не менее трех землетрясений с $M=3,3$ в год на $64\,000$ км³); 3—фокальная зона на глубине 200—240 км с такой же объемной плотностью землетрясений; 4—линии вертикальных сечений фокальной зоны; 5—крупнейшие зоны разрывов в земной коре: I—Гиссаро-Кокшаальская, II—Дарваз-Каракульская; 6—рельеф поверхности Мохоровичича (Кулагина, Лукк, Кулагин, 1974); 7—морфологическая граница раздела между Восточным и Западным Памиром; 8—границы высокоскоростного блока; 9—сейсмические станции

Из рис. 1 отчетливо видно смещение контуров фокальной зоны на различных глубинах относительно друг друга, причем смещение это происходит в противоположных направлениях для западной (гиндукушской) и восточной (памирской) частей фокальной зоны.

Рассмотрим ряд вертикальных сечений фокальной зоны (рис. 2). Предварительно были построены карты объемной плотности очагов землетрясений энергетического класса $K=10-13$ ($M=3,3-5,0$) для пяти интервалов глубин: 80—110, 120—150, 160—190, 200—230, 240—270 км. На основе этих карт в изолиниях объемной плотности 1, 3 и 10 землетря-

сений с $K=10-13$ в год на $64\,000\text{ км}^3$ были построены сечения I—VI, которые приведены на рис. 2. Для каждого сечения проведены «оси», положение которых характеризует геометрию фокальной зоны. На всех сечениях отчетливо видно, что землетрясения сосредоточены в «слое» мощностью не более 80 км , который наклонно и под довольно крутыми углами уходит на глубину. Причем фокальная зона разбивается на две

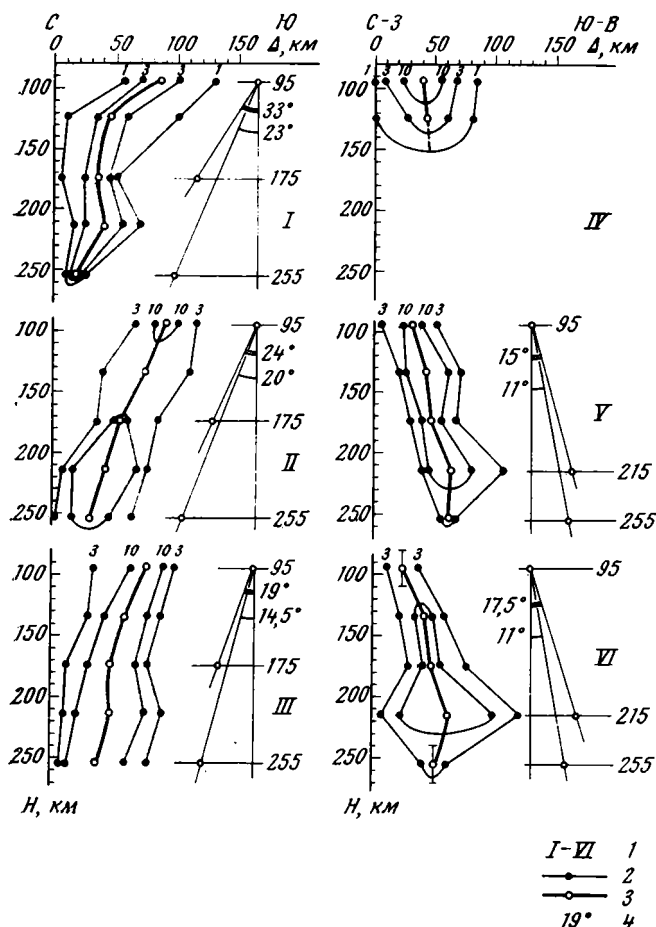


Рис. 2. Вертикальные сечения фокальной зоны глубоких землетрясений: 1 — номера сечений; 2 — число землетрясений с $M=3,3$ в год на $40 \times 40 \times 40\text{ км}^3$; 3 — «оси» вертикальных сечений, проведенные через средние значения объемной плотности; 4 — средний угол падения фокальной плотности в диапазоне глубин

части: западную и восточную по отношению к сечению IV. Западная часть фокальной зоны (гиндукушская) — сечения I—III — погружается со стороны Афганистана под Таджикскую депрессию в направлении север-северо-запад, постепенно увеличивая с глубиной угол падения. Восточная (памирская) — сечения V—VI, наоборот, круто падает под территорию Афганистана в направлении на юго-восток. Почти отвесное погружение фокальной зоны в центре — сечение IV — сменяется на более пологое по мере перемещения к ее концам. Особенно отчетливо это вылаживание для верхнего горизонта глубин выражено для сечения I. «Перемычка» между гиндукушской и памирской частями фокальной зоны — сечение IV — отличается резким уменьшением глубин максимального погружения очагов землетрясений до $140-150\text{ км}$. В то же

время в окрестности этой «перемычки» отмечается повышение активности коровых землетрясений и фокальная зона как бы выходит на поверхность, напоминая сейсмически активный глубинный разлом. Линия этого «разлома» намечается полосой коровых землетрясений и далее к северо-западу вплоть до Душанбе.

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПОД ПАМИРО-ГИНДУКУШЕМ

В работе (Лукк, 1966) был получен скоростной разрез верхней мантии для профиля Памир — Лена. При построении этого разреза заранее предполагалась сферическая симметрия среды (отсутствие горизонтальных неоднородностей). В работе (Винник, Лукк, 1974) применяется иная методика, позволяющая выделять горизонтальные неоднородности мантии. Существо этой методики состоит в следующем. Измеряются времена пробега продольных волн от далеких землетрясений (расстояние более 4000 км) на компактной группе сейсмических станций. Можно считать, что пути сейсмических волн от одного землетрясения до каждой станции группы почти всюду совпадают и расходятся только в верхних 300—400 км под сейсмическими станциями. Поэтому различия во временах пробега между сейсмическими станциями отражают различия в средней скорости распространения продольных волн на этом отрезке пути. Изучая различия во временах пробега от близких землетрясений к этим же станциям, когда сейсмические лучи не проникают в мантию, можно изолировать эффекты, связанные с горизонтальными изменениями параметров земной коры (Кулагина, Лукк, Кулагин, 1974). В результате эффекты, зависящие от горизонтальных неоднородностей верхней мантии, по записям удаленных землетрясений могут быть получены в чистом виде. Легко показать, что ошибка в оценке мощности коры на 5 км дает эффект в 10 раз меньше, чем горизонтальные вариации скорости в верхней мантии. Это делает наш метод в отличие от ряда других геофизических методов, например гравиметрии, практически нечувствительным к ошибкам в оценке параметров земной коры.

Лучи продольных волн от далеких землетрясений выходят на поверхность земли под углом около 30° с вертикалью. Поэтому они «просвечивают» участки мантии горизонтальной протяженностью около 200 км. Если далекие сейсмические источники равномерно окружают группу станций, то они просвечивают верхнюю мантию вокруг каждой станции в радиусе около 200 км. Если расстояния между станциями значительно меньше этой цифры, то появляется возможность надежного взаимного контроля отдельных оценок скорости в мантии. Кроме того, появляется возможность надежного картирования границ между блоками мантии с различной средней скоростью распространения упругих волн. Технические подробности методики картирования и более строгое ее обоснование читатель может найти в работе (Винник, Лукк, 1974). Здесь мы приведем окончательный вариант схемы скоростных неоднородностей и несколько примеров вариаций времени пробега на профилях, пересекающих изучаемую область.

Схема скоростных неоднородностей показана на рис. 1. Здесь же показано расположение сейсмических станций. Станции на советской территории обозначены номерами, на территории Афганистана — сокращенными названиями населенных пунктов: КДЗ (Кундуз), БГЛ (Баглан), ФЗБ (Файзабад), КБЛ (Кабул). Рисунок показывает, что сейсмическая сеть хорошо покрывает эпицентральную зону глубоких землетрясений и соседние структуры. Это создает исключительно благоприятные возможности для решения нашей задачи. Заметим, что в силу очевидных причин при аналогичных исследованиях на океанах осуществить подобную систему регистрации пока невозможно.

На рис. 1 приведена схема границ раздела между блоками мантии с высокой и низкой скоростью. В центральной части района находится высокоскоростной блок, окруженный низкоскоростной мантией. При распространении внутри высокоскоростного блока продольные волны опережают стандартный (среднемировой) годограф на величину, иногда приближающуюся к 2 сек. При распространении в низкоскоростном блоке запаздывание продольной волны по сравнению со среднемировым годографом достигает 1 сек. Если принять, что среднемировому годографу соответствует средняя скорость распространения продольных волн в верхних 350 км мантии 8,2 км/сек, то вариации средней скорости достигают +0,4 км/сек и -0,2 км/сек соответственно. Эти вариации во много раз превышают ошибки измерений.

Эффекты, связанные с блоковым строением мантии, могут быть продемонстрированы на примере относительных изменений времени пробега (Δt) на двух профилях, пересекающих изучаемый район. Рассматриваются отклонения времени пробега от времени «Гарма», для которого $\Delta t = 0$. Один профиль, ориентированный в азимуте около 40°, проходит через станции «Гарм», 5, 7, 6, 8, КДЗ, БГЛ, КБЛ. График (рис. 3, а) показывает, что время пробега возрастает, когда сейсмический луч проходит под Таджикской депрессией к станциям 8 и КДЗ и резко уменьшается при подходе к станциям БГЛ и КБЛ, находящимся над высокоскоростным блоком. На рис. 3, б приведен график Δt для профиля станций 1, 9, 2, 3, 4, 5, «Гарм», ориентированного в азимуте 135°. К станциям 1, 2, 9, находящимся вблизи от низкоскоростной зоны, волны происходят с запаздыванием, достигающим 1,4 сек. Время пробега уменьшается по мере удаления станций в глубь высокоскоростного блока. Полная картина вариаций времени пробега может быть получена при рассмотрении таким же способом данных на большом числе профилей.

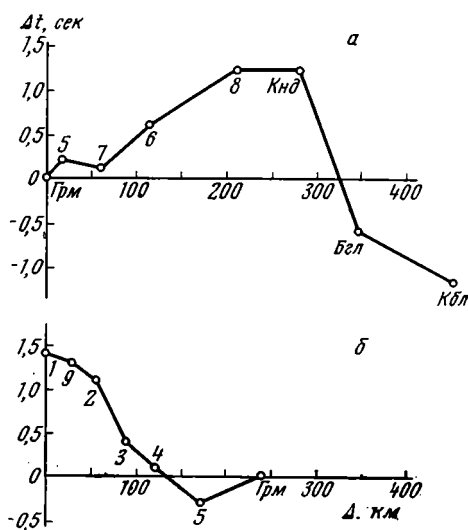


Рис. 3. Графики относительных изменений времени пробега продольных волн (Δt) вдоль двух профилей: а — азимут 40°; б — азимут 135°

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Установлено, что под Западным Памиром, Афганским Бадахшаном и Гиндукушем расположен высокоскоростной блок в верхних 300 км мантии. Средняя скорость распространения продольных волн в этом блоке на 0,3—0,4 км/сек выше среднемировой. К востоку и западу от него средняя скорость ниже среднемировой на 0,1—0,2 км/сек.

Западная граница между высокоскоростным и низкоскоростным блоками мантии повторяет конфигурацию юго-западной оконечности Дарваз-Каракульского разлома — крупнейшей в этом районе разрывной зоны в земной коре (см. рис. 1). Дальше на север эта граница, возможно, отходит от Дарваз-Каракульского разлома в северо-западном направлении. Восточная граница совпадает на севере с тем же Дарваз-Каракульским разломом, но уже в районе Заалайского хребта. Затем она резко поворачивает на юг, следует вдоль хребта Академии наук, пересекая

ледник Федченко, поворачивает на юго-восток и выходит на морфологическую границу раздела между Западным и Восточным Памиром. Достигая северных склонов Гиндукуша, эта граница резко заворачивает на юго-запад, пересекает Гиндукуш по семьдесят второму меридиану и снова следует на юго-запад уже по южным острогам Гиндукуша. Таким образом, границы высокоскоростного блока могут быть сопоставлены на поверхности Земли с крупными тектоническими структурами.

Отмечается поразительное совпадение границ высокоскоростного блока со ступенями рельефа поверхности Мохоровичича (см. рис. 1). Над высокоскоростным блоком кора имеет мощность около 50 км. К западу от него мощность коры сокращается до 30 км, к востоку — возрастает до 70 км.

Почти все глубокие землетрясения Памиро-Гиндукуша происходят в высокоскоростном блоке. При переходе на восток в пределы низкоскоростного блока уровень глубокофокусной сейсмичности резко понижается. Сама фокальная зона в пределах высокоскоростного блока, по-видимому, отличается некоторым повышением скоростей пробега продольных волн по сравнению с остальной частью этого блока.

Большой интерес представляет сравнительный анализ геометрии фокальной зоны и высокоскоростного блока. В памирской части фокальная зона имеет падение на юго-восток, в гиндукушской — на северо-запад (см. рис. 2). При этом в памирской части высокоскоростной блок протягивается на северо-запад от фокальной зоны, а в гиндукушской — на юго-восток. В связи с этим сопоставим особенности верхней мантии Памиро-Гиндукуша и океанических островных дуг. Фокальные зоны глубоких землетрясений островных дуг Тихого океана разделяют высоко- и низкоскоростную верхнюю мантию. При этом высокоскоростная мантия прилегает к фронтальной части дуги, а низкоскоростная — к тыловой. Фокальная зона погружается под тыловую часть дуги и может иметь более высокую скорость распространения объемных волн, чем остальная часть высокоскоростного блока (Кузин, 1973; Jacob, 1971; Капатогу, 1970; Oliver, Isacks, 1967; Utsu, Okada, 1968; Mitronovas, Isacks, 1971). Нетрудно заметить глубокое сходство условий, при которых происходят мантийные землетрясения под Памиро-Гиндукушем и тихоокеанскими островными дугами. В обоих случаях фокальные зоны находятся в высокоскоростных блоках; в обоих случаях землетрясения происходят вблизи контакта высоко- и низкоскоростных блоков. Для полной аналогии необходимо предположить, что глубинная структура Памиро-Гиндукуша эквивалентна двум островным дугам: фронтальная часть Гиндукушской дуги обращена на юго-восток, фронтальная часть Памирской — на северо-запад. Это предположение находится в полном согласии как с геометрией фокальной зоны, так и со взаимным расположением высоко- и низкоскоростного блоков.

Глубокая аналогия в строении верхней мантии Памиро-Гиндукуша и островных дуг заставляет предполагать единый механизм образования подобных структур. Любопытно рассмотреть следствия, к которым может привести использование идей тектоники плит в нашем случае. Во всех построениях глобальной тектоники исследуемый район представляется зоной столкновения двух крупнейших литосферных плит — Индийской и Евразийской. Детализация строения этой зоны показывает, что между основными плитами помещаются две меньшие буферные плиты — Персидская и Синцзян. Будем исходить из схемы взаимодействия плит, приведенной в работе К. Романа (Roman, 1973). Движение Индийской и Персидской плит происходит в северном направлении, Евразийская плита неподвижна, Синцзянская плита движется на юго-восток. Тогда представленный материал можно интерпретировать следующим образом. Граница между буферными плитами проходит в зоне контакта памирской и гиндукушской частей высокоскоростного блока. При встречном

движении Индийской и Синцзянской плит происходит погружение последней в юго-восточном азимуте под Памир. Индийская и Евразийская плиты смыкаются в районе Предпамирского прогиба, который в данном случае играет роль океанического желоба. Фокальная зона глубоких землетрясений под Памиром является океаническим продолжением Синцзянской плиты, возможно, отделившись от нее и тонушим в мантии под влиянием собственного веса. В Гиндукушской зоне столкновения плит происходит погружение афганской части Персидской плиты под

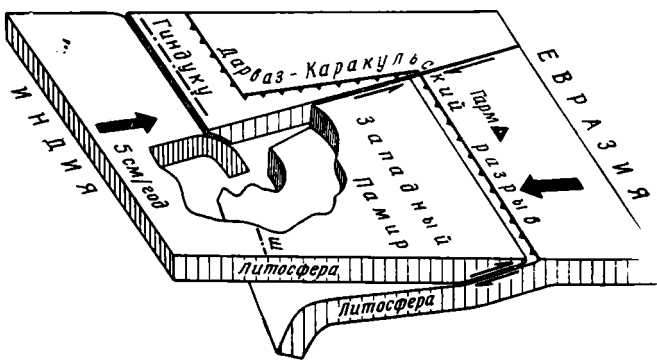


Рис. 4. Реконструкция тектоники литосферных плит под Западным Памиром и Гиндукушем

Евразию. Аналогом океанического желоба здесь может служить прогиб между Гиндукушским и Лагорским хребтами, занятый долиной р. Кунар. Предполагаемая схема движения плит в районе Памиро-Гиндукуша показана на рис. 4.

Заметим, что аналоги океанических желобов оказываются удаленными от фокальной зоны глубоких землетрясений на 100—200 км. Сходное соотношение наблюдается, например, для Курильской островной дуги (Федотов и др., 1969). В терминах тектоники плит это означает, что от океанического желоба погружения плита уходит вниз под небольшим углом к горизонту. Этот угол резко возрастает на некотором расстоянии от желоба, после чего плита круто погружается в мантию. Тектоника плит может быть привлечена к объяснению резких вариаций мощности земной коры между Таджикской депрессией и Памиром: необычно тонкая кора депрессии может быть реликтом шельфовой коры Тетиса.

В то же время необходимо подчеркнуть, что отнюдь не все элементы тектоники и глубинного строения Памиро-Гиндукуша аналогичны соответствующим элементам океанических островных дуг. В схему типичной островной дуги явно не укладывается низкоскоростная зона, ограничивающая высокоскоростной блок с востока. Дело в том, что эта зона протягивается вкрест простирания фокальной зоны, и при этом даже отсекает скопление мантийных очагов в районе Мургаба. Если продлить обсуждаемую границу на юго-восток, то она пройдет как раз по осевой линии Гималаев. По-видимому, Восточный Памир является продолжением Тибета, имеющего аномально разогретую мантию (Винник, Годзиловская, 1975). Низкоскоростная мантия Восточного Памира, вероятно, является связующим звеном между аномально разогретой верхней мантией Тибета и активизированной платформой Тянь-Шаня. Своеобразие тектоники Памиро-Гиндукуша обусловлено взаимодействием процессов, характерных для островных дуг и активизированных платформ.

Подчеркнем своеобразие характера коровой сейсмичности Памиро-Гиндукуша. Земная кора над центральной частью высокоскоростного блока почти полностью асейсмична, но область контакта между гиндукушской и памирской частями отражена полосой эпицентров коровых

землетрясений (с магнитудами до $M=5,5$). Отметим, два других скопления землетрясений. Это землетрясения в треугольнике станций БГЛ, ФЗБ и 8 (с максимальной магнитудой $M=6$) и алигурское скопление коровых землетрясений с максимальным $M=6,8$, расположенное на южной оконечности границы раздела между Восточным и Западным Памиром. Характерно, что коровые землетрясения происходят вблизи границы раздела между высоко- и низкоскоростными блоками мантии и на участке резкого изменения геометрии фокальной зоны глубоких землетрясений. Естественно предположить, что коровая сейсмичность исследуемого района в большой степени обусловлена процессами, протекающими в верхней мантии.

Выше мы пытались выяснить тектоническое значение скоростных неоднородностей верхней мантии, обнаруженных под Памиро-Гиндукушем. Этот анализ не может претендовать на полноту без столь же детального анализа гравитационного поля. К сожалению, опубликованные на этот счет данные проливают очень мало света на интересующие нас проблемы (Лопатина, Рябой, 1972; McGinnis, 1971). Из всех предположений, которые можно высказать после знакомства с гравиметрическими данными, наименее вероятным нам представляется предположение, что вариации скорости в мантии не сопровождаются плотностными вариациями. Скорей всего гравитационные эффекты неоднородностей верхней мантии полностью маскируются сложным рельефом границы Мохо и вариациями плотности земной коры.

В заключение подчеркнем целесообразность и необходимость анализа скоростных неоднородностей мантии под другими горными системами, так как без этого попытки истолкования процессов тектогенеза не имеют достаточных шансов на успех.

Литература

- Винник Л. П., Лукк А. А. Латеральные неоднородности верхней мантии под Памиро-Гиндукушем.— Изв. АН СССР. Сер. физ. Земли, 1974, № 1.
- Винник Л. П., Годзиковская А. А. Вариации поглощения в верхней мантии под Азией.— Изв. АН СССР. Сер. физ. Земли, 1975, № 1.
- Калугина М. В., Лукк А. А., Кулагин В. К. Блоковое строение земной коры Таджикистана.— Сб. «Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах». «Наука», М., 1974.
- Кузин И. П. Скорости волн P и S в верхней мантии восточной Камчатки.— Изв. АН СССР. Сер. физ. Земли, 1973, № 2.
- Лопатина Н. П., Рябой В. З. Скоростные и плотностные неоднородности верхней части мантии территории СССР.— Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 2.
- Лукк А. А. Строение верхней мантии Земли вдоль профиля Памир — р. Лена.— Сов. геология, 1966, № 2.
- Лукк А. А., Нерсесов И. Л. Глубокие Памиро-Гиндукушские землетрясения.— Сб. «Землетрясения в СССР в 1966 г.». М., «Наука», 1970.
- Федотов С. А., Багдасарова А. М., Кузин И. П., Тараканов Р. З. Землетрясения и глубинное строение юга Курильской островной дуги.— Сб. «Землетрясения в СССР в 1966 г.». М., «Наука», 1969.
- Jacob K. H. Global tectonic implications of anomalous seismic P travel times from the nuclear explosion Longshot.— J. Geophys. Res., 1971, v. 29, No. 76.
- Kanamory H. Velocity and Q of mantle waves.— Phys. Earth planet. interiors, 1970, v. 2, No. 3.
- McGinnis L. D. Gravity fields and tectonics in the Hindu Kush.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 8.
- Mitronovas W., Isacks B. Seismic velocity anomalies in the upper mantle beneath the Tonga — Kermadec island arc.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 29.
- Oliver J., Isacks B. Deep earthquake zones, anomalous structures in the upper mantle, and the lithosphere.— J. Geophys. Res., 1967, v. 72, No. 16.
- Roman C. Buffer plates: where continents collide.— New scientist, 1973, January, p. 180—181.
- Utsu T., Okada H. Anomalies in seismic waves velocity and attenuation associated with a deep earthquake zone.— J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., 1968, v. 3, ser. 7, No. 2.

УДК 551.72+551.242.055 (575.3+581)

Б. Р. ПАШКОВ

**ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МАССИВОВ ДРЕВНИХ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД АФГАНО-ПАМИРСКОЙ ОБЛАСТИ**

Дана краткая структурная характеристика группы массивов докембрийских метаморфических пород Восточного Афганистана и Советского Памира. Среди допалеозойских метаморфических образований этого региона по вещественному составу и структурному признаку выделены четыре разновозрастных структурно-формационных комплекса — архейский, нижне-среднепротерозойский, верхнепротерозойский (байкальский) и вендский. Все известные в Памиро-Афганском секторе массивы древних кристаллических пород причислены к четырем основным типам — ядрам альпийских антиклинорий, срединным массивам, геосинклинальным поднятиям и выступам неровностей фундамента (ложа) геосинклинальных прогибов.

Выходы метаморфических пород, образующих допалеозойское складчатое основание, отмечены в различных районах Афганистана и Памира. Наиболее значительные из них размещаются на востоке Афганистана в Нуристане и Бадахшане и на сопредельной территории Памира, менее обширные сосредоточены в центральных районах Внутреннего Афганистана, где вытянуты вдоль зоны разрывных нарушений, простирающейся широко по долинам рек Герируд, Горбанд и Паншер.

Все известные в пределах Афгано-Памирской области выходы древних метаморфических пород группируются в ряд пространственно и структурно разобщенных массивов. Среди складчатых сооружений палеозоя и мезозоя эти массивы выступают в виде относительно независимых структурных элементов. Часть из них в процессе длительного развития не обнаруживала ярко выраженной тенденции к стабильному поднятию или погружению и была выведена на современный уровень эрозионного среза в процесс деформаций орогенного этапа развития. Другая часть, напротив, отличалась устойчивым воздыманием или опусканием на протяжении длительного времени.

Классификация (или типизация) выступов допалеозойского складчатого основания обширной Афгано-Памирской области по их роли в процессе седиментации, морфологическим и структурным особенностям, вещественному составу и мощности осадочного чехла (оболочки), а также относительному положению в складчатых системах и зонах — дело недалекого будущего. В данной статье мы ограничимся выявлением только некоторых наиболее общих закономерностей строения массивов древних кристаллических пород Восточного Афганистана и Памира и краткой характеристикой их внутренней структуры.

Следует отметить, что в решение поставленной задачи достаточную определенность внесли Ю. С. Перфильев и В. М. Моралев (1971), но среди описанных ими массивов не были рассмотрены наиболее изученные выходы кристаллических пород Центрального и Северного Памира, что, естественно, отразилось на полноте и достоверности последующих выводов. Поэтому проблема нуждается в повторном обсуждении. Из всего множества массивов допалеозойских метаморфических пород, известных на территории Восточного Афганистана и Памира, выберем

только некоторые наиболее важные — Гельмендский, Даштинаварский, Тарнакский, Кабульский, Нуристанский, Бадахшан-Ваханский, Музкольский и Ванч-Язгулемский. Из группы массивов северных районов, известных в Гиндукуше, Западном Бадахшане (Моралев и др., 1971) и Северном Памире, рассмотрим только Ишкамышский и Курговатский (рис. 1).

Приведенная ниже характеристика массивов не равнозначна по своей полноте и точности. Это прежде всего обусловлено различной изученностью массивов и объемом полученной информации.

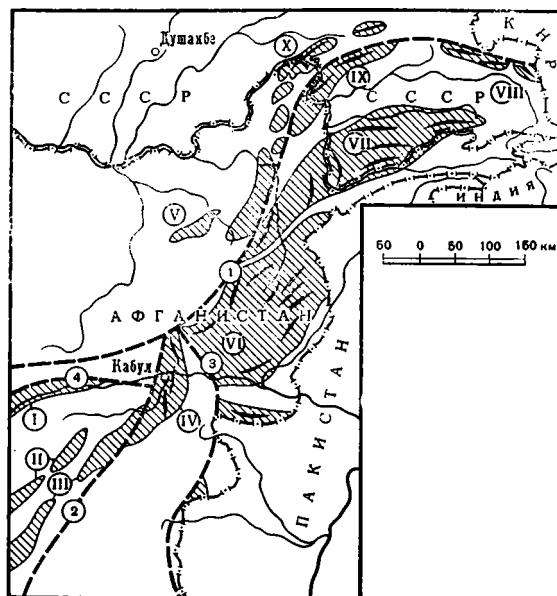


Рис. 1. Схема расположения массивов древних кристаллических пород на территории Восточного Афганистана и Памира. Массивы древних кристаллических пород заштрихованы и обозначены римскими цифрами: I — Гельмендский, II — Даштинаварский, III — Тарнакский, IV — Кабульский; V — Ишкамышский, VI — Нуристанский, VII — Бадахшан-Ваханский, VIII — Музкольский, IX — Ванч-Язгулемский, X — Курговатский. На схеме показаны простираения основных складчатых структур. Пунктирными линиями проведены Гиндукушский (1), Чаманский (2), Тагао или Сароби (3) и Гельмендский (4) разломы

Гельмендский массив расположен в верховьях р. Гельменд, откуда протягивается на юго-запад вдоль Гельмендского разлома в правобережье р. Гельменд (Weirper et al., 1970). Вполне возможно, что Гельмендский массив не является единым, а состоит из нескольких структурно разобщенных массивов, окаймленных метаморфическими толщами палеозоя, которые испытали интенсивную тектоно-метаморфическую переработку в альпийский этап гранитоидного магматизма и тектогенеза (Andritzky, 1967).

Гельмендский массив сложен двумя структурно-формационными комплексами. Наиболее древний из них относится к раннему докембрию (скорее всего нижнему — среднему протерозою), более молодой — позднепротерозойский (рифейский). Нижний структурно-формационный комплекс образуют метаморфические породы серии Майдан, представленные главным образом гнейсами и кристаллическими сланцами, слагающими ядро крупной антиклинали к западу от афганской столицы между пер. Унай и сел. Майдан (Lapparent, Mennessier, 1962; Andritzky, 1967). К верхнему структурно-формационному комплексу принадлежат филлиты с прослоями кварцитов и конгломератов, выделяемые в серию Калу (рис. 2).

Для внутренней структуры нижнего структурно-формационного комплекса характерны формы типа обширных гнейсо-мигматитовых куполов. Эти термально-метаморфические структуры вытянуты обычно широтно, но некоторые из них имеют северо-восток — юго-западную ориентировку, т. е. расположены согласно с простираемостью структур в обрамляющих палеозойских толщах.

Верхний структурный комплекс отделен от нижнего резким несогласием¹, в меньшей степени метаморфизован и характеризуется иным гезисом и формой складчатых структур, еще не в полной мере расшифрованных и описанных.

Даштинаварский массив выражен разрозненными клиньями метаморфических пород, вытянутыми в северо-восток — юго-западном направлении вдоль разлома «Дарафшан» (Wellman, 1966). В строении Даштинаварского массива, занимающего центральную часть обширного палеозойско-мезозойского прогиба, принимают участие слабо измененные породы позднего протерозоя — филлиты, слюдисто-кварцевые сланцы и кварциты, объединяемые в серию К а л у (Fesefeldt, 1964; Dügkoop, 1970). Местами среди этих пород встречаются прослои риолитовых туфов или наблюдаются локально распространенные очковые гнейсы и мраморы.

Основные структурные особенности прерывистой ленты метаморфических пород, вытянутой вдоль Дарафшанского разлома, еще недостаточно выяснены. В целом полоса метаморфических пород Даштинаварского массива характеризуется весьма напряженными дислокациями, отличными по своему плану и интенсивности от дислокаций в обрамляющих толщах фанерозоя. Простираение метаморфических пород местами не совпадает с направлением осей складок и линий разрывных нарушений в окружающих толщах палеозоя и мезозоя (Weirperl et al., 1970).

Тарнакский массив протягивается в северо-восток — юго-западном направлении с правобережья р. Тарнак почти до Кабула. На юго-востоке он ограничен линией «Мукурского разлома» (Ganss, 1965), северо-восточным продолжением которого принято считать «Аргандехский разлом» (Bordet, Boutiere, 1968). В районе Газни этот разлом сливается с «разрывной линией Чаман» (Ganss, 1965), или «Кабульским разломом» (Хаин, 1970). Крайний северо-восточный отрезок Чаманского разлома известен под названием разлом Арганди или Пагман (Меннесье, 1963; Jean, 1971).

С северо-запада и юго-востока Тарнакский массив обрамлен сложной мозаикой тектонических клиньев и пластин, сложенных отложениями палеозоя и мезозоя. Эти выжатые тектонические отторженцы могут, вероятно, рассматриваться в качестве останцов тектонических покровов, формировавшихся в альпийский этап развития при выходе на поверхность метаморфического цоколя.

В строении Тарнакского массива участвуют два структурно-формационных комплекса — ниже-среднепротерозойский (?) и верхнепротерозойский (байкальский). К нижнему структурно-формационному комплексу могут быть условно причислены кристаллические сланцы с прослоями кварцитов, мраморов и порфиридов, распространенные в северо-восточной части массива (Fesefeldt, 1964; Andritzky, 1967). Местами в контакте с альпийскими интрузиями гранитоидов эти породы превращены в гранитогнейсы, очковые биотитовые гнейсы с гранатом, силлиманитовые гнейсы и разнообразные кристаллические сланцы. В строении верхнего структурно-формационного комплекса участвуют сравнительно слабо измененные породы — филлиты, песчаники, алевролиты, туфопесчаники и туфогенные гравелиты, объединяемые в навабадский и чаманский комплексы (Карапетов и др., 1971). Метаморфические породы собраны в линейные складки различной ширины и напряженности, дополнительно усложненные в зонах тектонических нарушений. Простираение основных структур Тарнакского массива чаще всего совпадает с направлением складок и разрывов в обрамляющих толщах.

¹ До работ советских геологов истинные взаимоотношения между отложениями нижнего и верхнего комплексов не были известны.

Серия Навабад.
К-М, 300 мин. лит

	3000-4000	серия Лосар (Навабад) PR ₂
серия Майдак PR ₁₋₂	серия Кабул PR ₃	

Гилмендийский массив

	5000-7000	3500-4000	Заргаранская свита Ст-Ф
PR ₁₋₂	Навабадский комплекс PR ₃	Чамданский комплекс PR ₃	

Торнакский массив

Серия Кабул:
К-М, 500 ± 10 мин. лит
К-М, 300 ± 8 мин. лит
Серия Газни:
PR-Sr, 365 мин. лит

	>1000	Известняки Танги-Хару PR ₂
серия Кабул AR	серия Газни PR ₃ ?	

Кабульский массив

	2500-3000	1000	1800-2000	серия Кашмулд T ₃ ?
Седурская свита	серия Дарай-Пич PR ₁₋₂	Чопдаринская свита	Ричаламская свита	

Нуританский массив

	6000-12500	Исказерский комплекс MZ?
Сарысанский комплекс AR		

Бадлахин-Бадлахинский массив

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15

	3450-3900	4450-6000	3500-4000	Немадаринская свита С?
Горанская серия AR	Шахдаринская серия PR ₁₋₂	Южно-Аличурская серия PR ₃		

Воз Дамид (Вален)

Горанская серия:
PR-каптон, 2600 ± 100 и 2700 мин. лит
PR-Sr - 640 - 660 мин. лит
PR-Sr - 675 ± 100 мин. лит
К-М - 1750 - 1780 мин. лит

	350-500	1500-2000	800-1100	900-1100	600	Зорабатская свита Ст-Ф
Сассыжская свита	Музкольский комплекс PR ₁₋₂	Сарыджилгинская свита	Бурятинская свита	Акдайтанская свита PR ₃		

Музкольский массив

	>1000	900-1000	1000	800-900	1500-2000	Зорабатская свита Ст-Ф
Язуленский комплекс PR ₁₋₂	Ванчский комплекс-Бекб					
	Барнаваджская свита	Язуленская свита	Джиданская свита			

Ванч-Язуленский массив

	>1500	>4000	>2500	Визгарская свита Ст-С
Видурная свита	Боршитская серия PR ₁₋₂	Тогмайская свита		

Курбабский массив

Рис. 2. Схема сравнения разрезов допалеозойских отложений Восточного Афганистана и Памира. 1 — гнейсы и мигматиты; 2 — гранитизированные гнейсы; 3 — кристаллические сланцы; 4 — песчаники и кварциты; 5 — амфиболовые сланцы, амфиболиты и ортогнейсы основного состава; 6 — известняки, мраморы, кальцифиры; 7 — доломиты и доломитовые мраморы; 8 — кислые эффузивы и их туфы; 9 — туфопесчаники и туфогравелиты; 10 — конгломераты; 11 — алевролиты; 12 — кварцево-сланцевые сланцы и филлиты; 13 — глинистые сланцы; 14 — кремнисто-желвачные известняки; 15 — песчаные известняки и известковистые песчаники

Кабульский массив имеет форму клина, заключенного между разломом Тагао или Сароби на востоке и сдвигом Пагман или Арганди на западе (Меннесье, 1963). В строении «Кабульского клина», по-видимому, участвуют два структурно-формационных комплекса — архейский и верхнепротерозойский. Нижний сложен метаморфическими образованиями серии Кабул — инъекционными гнейсами и кристаллическими сланцами с прослоями мраморов и амфиболитов (Hayden, 1911; Furon, 1927; Popol, Tromp, 1954; Lapparent, 1962; Lapparent, Mennessier, 1962; Стратиграфический справочник, 1963; Andritzky, 1967; Kaever, 1967). К верхнему структурному комплексу условно могут быть причислены породы серии Газни — филлиты и мраморизованные известняки с прослоями кварцитов и измененных эффузивов (Ganss, 1965; Hess, 1966; Andritzky, 1967). В контакте с альпийскими гранитоидами филлиты превращены в кристаллические сланцы и гнейсы, а мраморы — в амфиболиты.

Породы нижнего структурно-формационного комплекса смяты в складки меридионального или близкого к нему простирания. Г. Меннесье (Mennessier, 1961_{1,2}) впервые описавший структуры этого направления, выделил их под названием «газневид» в отличие от субширотных структур, которым он присвоил название «афганди». Пересекающиеся направления осей складок в метаморфических толщах связывают обычно с разновременными тектоническими движениями — меридиональные со складчатостью в раннем докембри, субширотные и северо-восток — юго-западного направления — с дислокациями в позднем докембри и движениями герцинского либо альпийского этапов тектогенеза (Andritzky, 1967; Weirper et al., 1970; Хаин, 1970). Впрочем, сложность структуры метаморфического основания может быть следствием его аллохтонного залегания, которое подтверждается горизонтальным перекрытием метаморфическими толщами отложений мела и палеогена в восточной части Кабульского массива. В основании «Кабульского покрова», согласно данным Г. Меннесье, наблюдается серпентинитовый мелянж.

Морфология складок метаморфического цоколя, видимо, чрезвычайно сложна, но наряду с труднораспознаваемыми сжатými, изоклинальными и опрокинутыми складками здесь отмечаются и сравнительно простые по строению структуры, которые, как склонен считать Г. Меннесье, могут оказаться ложными синклиналиями и антиклиналями, осложняющимися запрокинутыми крыльями огромных лежащих складок.

Чехол Кабульского массива сложен относительно полого дислоцированными неметаморфизованными существенно карбонатными породами позднего палеозоя и мезозоя. Направления осей складок метаморфического цоколя и перекрывающего осадочного чехла частично совпадают (Меннесье, 1963), хотя деформации пород цоколя и чехла резко отличаются по своему характеру — степени напряженности, размерам и форме. Вследствие горизонтальных перемещений карбонатный чехол сорван местами с метаморфического основания и собран в приразломные складки значительной сложности и напряженности.

Ишкамышский массив расположен на северо-западных склонах Центрального Гиндукуша. Он имеет неправильную удлинненную форму и протягивается в субширотном направлении от сел. Фулуль на западе до

верховьев р. Фархар на востоке. На севере и юге массив ограничен крутопадающими зонами разрывных нарушений сбросового характера.

В сложении Ишкамышского массива участвует один нижне-средне-протерозойский структурно-формационный комплекс, сложенный глубоко измененными (альмандин-амфиболитовая фация) образованиями фулульской свиты (Колчанов и др., 1971). Наиболее распространены среди них различные по минералогическому составу гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы.

Основные структурные элементы Ишкамышского массива ориентированы субширотно в соответствии с направлением его удлинения и расположением осей складок в обрамляющих толщах палеозоя.

Нуристанский массив занимает крайнюю восточную часть афганской территории. Северо-западное ограничение массива совпадает с Зебак-Мунджанской и Зебакской зонами чешуйчатых надвигов и Паншерским поддвигом (Desio et al., 1964; Desio, 1965; Andritzky, 1967; Bordet, Boutiege, 1968; Jean, 1971). Южная граница массива также повсеместно выражена зонами тектонических нарушений: на юго-западе — это тектонический шов Сароби или Тагао (Меннесье, 1963)¹, на юге — разлом Спрингар, на юго-востоке — зона нарушений, совпадающая с долиной р. Кунар (Кунарский разлом). Нуристанский массив образован по крайней мере двумя разновозрастными структурно-формационными комплексами, отличными по вещественному составу, характеру и степени метаморфизма (рис. 2). Наиболее древний из них, видимо, нижне-средне-протерозойский, включает гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы и кварциты серии Дараи-Пич. Более молодой, предположительно верхнетриасовый либо, возможно, позднепалеозойский или даже рифейский, образован филлитами с прослоями кварцитовидных песчаников и мраморизованных известняков серии Кашмунд (Voigt, 1933; Andritzky, 1967; Перфильев, Моралев, 1971). Породы серии Дараи-Пич изменены метаморфическими процессами неравномерно. Степень регионального метаморфизма пород постепенно снижается по мере движения к верхней части разреза от силлиманит-альмандиновой субфации альмандин-амфиболитовой фации до фации эпидотовых амфиболитов.

Структура Нуристанского массива еще недостаточно полно расшифрована. Простирающиеся складчатых и разрывных структур внутри обособленных кристаллических комплексов, по всей видимости, частично совпадают, но морфология и размеры складок внутри каждого из них различны. Тектонический план нижнего структурного комплекса определяется крупными брахиформными складками, ориентированными в северо-восточном направлении в северной части массива (Перфильев, Моралев, 1971) и преимущественно широтно в южной. Широтное простирающееся кристаллических пород сохраняется и на правобережье р. Кабул в хр. Сафед-Кох (Griesbach, 1892; Hayden, 1898; Herbordt, 1930; Weippert et al., 1970), где выделяется выпущенный из описания ввиду крайне слабой изученности Сафедкохский массив. Для верхнего структурного комплекса Нуристанского массива характерно отсутствие ярко выраженных куполовидных структур и преобладание сравнительно мелких линейных дислокаций.

Краевые северные части массивов обрамлены зонами тектонических чешуй, которые связаны с пограничными разломами. Характер сочленения южной окраины массива с породами внешнего обрамления в целом не исследован.

Бадахшан-Ваханский массив занимает юго-западную часть советского Памира, откуда клином вдается в пределы афганского Бадахша-

¹ По разлому Сароби или Тагао Нуристанский массив значительно сдвинут к северу (Weippert et al., 1970).

на. Целесообразно рассмотреть две естественные части единого массива (афгано-бадахшанскую и памиро-ваханскую) раздельно.

Афгано-Бадахшанская часть массива ограничена с юго-востока упомянутыми Зебак-Мунджанской и Зебакской зонами тектонических дислокаций, продолжением которых служит Южно-Памирский разлом, следующий по «афганскому коридору» (Бархатов, 1963). Северо-западная граница совпадает с зоной дробления, приуроченной к сравнительно пологому надвигу. Этот надвиг непосредственно продолжает Гунт-Аличурский разлом Памира; кристаллические породы Афгано-Бадахшанской части массива перекрывают по нему отложения триаса, юры и прорывающие их гранитоиды, причем только видимая амплитуда перемещения достигает 3 км (Перфильев, Моралев, 1971).

Афгано-Бадахшанскую часть массива слагают два обособленных структурно-формационных комплекса — архейский, образующий фундамент, и предположительно мезозойский, залегающий в виде чехла. Степень и условия метаморфизма пород, участвующих в строении указанных структурно-формационных комплексов, резко различны.

В составе архейского структурно-формационного комплекса широко распространены глубоко метаморфизованные породы — мраморы, метаморфизованные доломиты, гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты с подчиненными прослоями гранитогнейсов и кварцитов (Barthoux, 1929, 1933; Bruckl, 1935; Накадзава, 1960; Lapparent et al., 1965; Blaise, Gesbron, 1966; Mirwald, Roemer, 1967; Bordet, Boutiere, 1968). Эти метаморфические образования выделяются в две стратиграфически равнозначные толщи — серию Кала-Вуст (Desio et al., 1968) или сарысангский комплекс (Ефимов, Судеркин, 1967).

Равновесные ассоциации минералов, выявленные в породах сарысангского комплекса, позволяют считать степень их метаморфизма соответствующей условиям нижней части альмандин-амфиболитовой фации (дистен-мусковит-кварцевая и силлиманит-альмандиновая субфации) и гранулитовой фации (роговообманково-гранулитовая субфация).

Верхний мезозойский структурно-формационный комплекс сложен низкотемпературными метаморфическими сланцами с прослоями песчаников, алевролитов, конгломератов. Эти образования, с резким угловым и азимутальным несогласием залегающие на подстилающих породах (Ефимов, Судеркин, 1967; Bordet, Boutiere, 1968), выделяются обычно в толщу сланцев Вахана или исказерский комплекс.

Структурный план нижнего структурного комплекса Афгано-Бадахшанской части массива определяют крупные брахиформные складки типа гнейсогранитовых куполов, характеризующиеся меридиональными или близким к нему расположением осей. В ряде случаев эти внешне простые складчатые структуры осложнены подчиненной изоклинальной складчатостью, складками течения и разрывами. Осевые плоскости складок чаще всего вертикальны, но иногда они довольно полого наклонены к западу или востоку.

Для пород верхнего структурного комплекса характерна более мелкая и, видимо, более напряженная линейная складчатость с еще невыясненным генеральным простираем основных структур.

Памиро-Ваханская часть массива (Юго-Западный Памир)¹, расположенная на территории СССР, ограничена Южно-Памирским разломом на юге и Гунт-Аличурским надвигом на севере. По зоне Гунт-Аличур-

¹ При составлении раздела использованы материалы В. П. Булина, Г. В. Кузнецова, А. Г. Давыдченко, К. Т. Будановой, В. И. Буданова, а также Г. А. Муриной и др. (1965), И. А. Зотова (1967), Л. Л. Шанина и др. (1969, 1971), Б. Я. Хоревой и др. (1971), В. А. Рудника и др. (1970).

ского надвига метаморфические толщи Юго-Западного Памира перемещены к северу не менее чем на 10 км (материалы Б. Я. Хоревой).

Эта часть массива образована тремя разновозрастными структурно-формационными комплексами — архейским, нижне-среднепротерозойским и верхнепротерозойским, или байкальским. Каждый из этих комплексов распространен в пределах трех изолированных структурно-формационных зон, или блоков (с запада на восток) — Шахдаринского, Ваханско-Шугнанского и Гунта-Аличурского или Койтезекского. Границами блоков являются близдолготные разломы — Даршайский и Мац-Кокбайский.

Трем указанным структурно-формационным комплексам отвечают метаморфические толщи трех обособленных стратиграфических серий — горанской, шахдаринской и южно-аличурской, составляющих в а х а н с к и й комплекс.

Архейский и нижне-среднепротерозойский структурно-формационные комплексы, представленные горанской и шахдаринской сериями, включают гнейсы, мигматиты, гранитогнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, кварциты и мраморы. Верхнепротерозойский структурно-формационный комплекс и отвечающая ему южно-аличурская серия представлены в основном породами низких ступеней метаморфизма — кварцево-сланцевыми сланцами, кварцитами, мраморизованными известняками и амфиболитизированными основными эффузивами. Высокотемпературные образования — гнейсы, мигматиты, гранитогнейсы и кристаллические сланцы — появляются только в экзоконтакте интрузии гранитоидов.

Условия регионального метаморфизма пород горанской и шахдаринской серий примерно одинаковы и отвечают амфиболитовой и роговообманково-гранулитовой фациям (Зотов, 1967; Хорева, 1971). Преобразование пород южно-аличурской серии происходило при режиме температур и давлений фации зеленых сланцев. Несмотря на близкую степень метаморфизма, породы горанской серии, видимо, значительно более древние, чем шахдаринской. Об этом свидетельствуют не только данные радиологического возраста (рис. 2), но и различный характер минерализации этих пород. Метаморфические образования горанской серии содержат ряд стратифицированных месторождений и проявлений форстерита, энстатита, талька, благородной шпинели, лазурита, голубого и розового корунда, флогопита, магнезита. В полосе распространения пород шахдаринской серии подобная минерализация не наблюдается и преимущественное распространение получают поля редкометалльных пегматитов, связанные с альпийскими интрузиями гранитоидов. Характер минерализации, таким образом, указывает на разновозрастность пород и процессов минералообразования, проявившихся в горанской и шахдаринской сериях. Одновременно он свидетельствует о сходстве горанской серии Юго-Западного Памира с сарысанским комплексом афганского Бадахшана, а шахдаринской — с музкольским комплексом центрального Памира и серией Дарай-Пич Нуристана.

Основная структура Шахдаринского блока — Абхарвская брахиантиклиналь, сложенная отложениями архея. Ось ее ориентирована меридионально, образуя пологую дугу, вытянутую к востоку.

В Ваханско-Шугнанском блоке также доминируют брахиформные складки, расположенные уже широтно. С севера на юг здесь отмечены Гунтская или Шугнанская антиклиналь, Шахдаринская синклиналь и Ваханская антиклиналь, образованные метаморфическими образованиями раннего протерозоя. Оси складок изогнуты и выпуклой стороной обращены к северу.

Структурный план крайнего восточного Гунт-Аличурского или Койтезекского блока, образованного отложениями верхнего протерозоя, характеризуется отсутствием крупных пологих складок и преобладанием узких сжатых линейных структур, крылья которых усложнены множеством мелких изоклинальных нарушений. Эти складки, по данным

В. П. Булина, группируются в две системы, каждая из которых характеризуется противоположным направлением осей; оси первой ориентированы долготно, второй — широтно.

Музкольский массив занимает северные склоны Музкольского хребта и южное побережье оз. Ранг-Куль. Толщи метаморфических горных пород, слагающие этот массив, образуют два естественных структурно-формационных комплекса — ниже-среднепротерозойский и верхнепротерозойский, или байкальский. Нижний, музкольский комплекс, представлен гнейсами, гранитогнейсами и мигматитами, доломитовыми и кальцитовыми мраморами, кристаллическими сланцами, гранитизированными песчаниками, амфиболитами и метаморфизованными кислыми эффузивами. Верхний структурно-формационный комплекс образуют отложения акбайтальской толщи — двуслюдяные, амфиболовые сланцы и кварциты с прослоями мраморизованных известняков и амфиболитов (материалы В. П. Булина и В. М. Стебловой).

В ходе изучения метаморфических пород Музкольского массива сложились две противоположные точки зрения на их возраст. Часть исследователей связывала их образование и последующий метаморфизм с древним докембрийским этапом развития (Бархатов, 1963; Пашков, 1964; Виниченко, Кухтиков, 1969). Другая группа геологов настаивала на молодом возрасте метаморфических пород и их стратиграфическом тождестве с верхнепалеозойскими и мезозойскими породами обрамления. Метаморфизм пород и образование гранитоидов объяснялись проявлением альпийского этапа тектогенеза (Левен, 1963; Дюфур, 1964, 1968; Руженцев, 1964, 1968; Дюфур и др., 1970). Обе группы геологов в своих построениях исходили из представлений об одноактном проявлении метаморфических процессов в пределах Музкольского массива, поэтому противоречия во взглядах на возраст и природу образующих его пород не находили надлежащего разрешения. В настоящее время исследованиями П. К. Володина, Э. А. Дмитриева и автора доказано, что в пределах Музкольского массива выделяются по меньшей мере три этапа преобразования горных пород: ранний этап регионального метаморфизма, этап регионального катакластического метаморфизма и альпийский этап регионального метаморфизма. В результате проявления разновозрастных метаморфических процессов сформировался гетерогенный полиметаморфический массив, включающий две качественно отличные области — внутреннее древнее гранитизированное ядро и внешнее более молодое метаморфическое обрамление. Гетерогенность Музкольского метаморфического массива, сложного разновозрастными метаморфическими породами, отчетливо проявляется в характере гравитационного и магнитного поля. Внутреннее гранитизированное ядро наблюдается в целом как область наиболее возбужденного магнитного поля. Гравитационное поле характеризуется наличием обширного минимума, пространственно совпадающего с полосой распространения гранитизированных пород внутреннего ядра.

Характер гравитационного и магнитного полей в пределах внешнего обрамления принципиально иной. Магнитное поле становится спокойным, постепенно достигая нормального значения. Гравитационное поле усложняется, появляются локальные разноориентированные знакопеременные аномалии, подчеркивающие неоднородное глубинное строение территории.

Древние гранитизированные толщи ядра занимают большую часть Музкольского массива. Метаморфические толщи внешнего обрамления играют в его строении гораздо меньшую роль. Степень их метаморфизма постепенно снижается по мере удаления от внутреннего гранитизированного ядра. Метаморфические породы центральной части были сформированы и гранитизированы, вероятно, еще в протерозое. Толщи обрамления подверглись перекристаллизации гораздо позднее, скорее всего в

олигоцене, в связи с широко проявившимся этапом поздней тектоно-магматической активизации.

Внутреннее гранитизированное ядро Музкольского массива на всем протяжении отделено от внешнего метаморфического обрамления региональными зонами разломов — Северомузкольским и Музкольским надвигами. Зоны надвигов хорошо выражены в рельефе и трассируются выходами пород габбро-пироксенит-дунитовой формации. Иногда надвиги сопровождаются зонами тектонических пластин и чешуй, сложенных метаморфизованными отложениями палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Внутреннее гранитизированное ядро и внешнее метаморфическое обрамление построены по принципиально различному плану. В пределах внутреннего ядра Музкольского массива четко обособляются три брахиантиклинали — Шатпутская, Сарымуллинская и Белеулинская, имеющие характер гнейсогранитных куполов. Они образуют как бы единый ундулирующий гнейсогранитный вал (Дюфур, 1964), который называют иногда Музкольским антиклинорием (Бархатов, 1963). Ядра брахиантиклиналей кажутся построенными сравнительно просто, хотя не исключено, что здесь имеются ложные моноклинали или беззамковые складки.

Крылья брахиантиклиналей осложнены крутопадающими разрывами и складками второго порядка. Последние представлены асимметричными пологими брахисинклиналями и более сжатыми и вытянутыми антиклиналями. В некоторых случаях (южное крыло Сарымуллинской антиклинали) у плоскости Музкольского надвига наблюдаются опрокинутые на север и лежащие складки. В толщах обрамления структуры имеют совершенно иную форму и генезис. Тектонический план в целом определяют нормальные и опрокинутые моноклинали, протяженные линейные складки и чешуйчато-покровные дислокации, причем именно последние определяют структурный облик толщ обрамления. Складчатые дислокации играют значительную роль лишь в участках, непосредственно прилегающих к древнему гранитизированному ядру.

Ванч-Язгулемский массив находится на западе Центрального Памира в пределах Ванчского и юго-западной оконечности Язгулемского хребтов. Выходы метаморфических пород этого массива ограничены на севере Ванчским и Дарвазским надвигами (Чуенко, 1938). На юге граница совпадает с Язгулемским надвигом.

Ванч-Язгулемский массив состоит из двух структурно-формационных комплексов: более древнего, условно ниже-среднепротерозойского, образованного породами язгулемской серии, и более молодого, скорее всего вендского, сложенного отложениями ванчской серии. Зона сочленения пород ванчской и язгулемской серий, следующая примерно по руслу р. Язгулем, носит название Шипадского разлома.

Нижний структурно-формационный комплекс образуют инъекционные гнейсы, кварциты, кристаллические сланцы, амфиболиты и мраморы; в строении верхнего участвуют метаморфизованные песчаники (часто красноцветные) и мраморы с подчиненными прослоями слюдисто-кварцевых сланцев, амфиболитов, измененных кварцевых кератофилов и конгломератов. От перекрывающих предположительно кембрийских известняков эти отложения отделены поверхностью размыта и несогласия (Пашков, 1964; Моралев и др., 1971) либо местами сменяют их без видимого перерыва (Бархатов, 1963; Руженцев, 1970).

Деформации пород нижнего и верхнего структурно-формационных комплексов несколько различны по своему характеру. На северо-западном склоне Язгулемского хребта кварциты, кристаллические сланцы и инъекционные гнейсы язгулемской серии смяты в серию узких (крутых или наклонных) изоклиналильных складок, рассеченных многочисленными продольными разрывами на несколько обособленных тектонических пластин. Местами морфология структур изменяется, и изоклиналильные складки сменяются более простыми брахиформными (Руженцев, 1971).

Для пород верхнего структурно-формационного комплекса характерны более пологие линейные и куполовидные складки с плавными концентрическими изгибами пластов в замках, сопровождаемые преимущественно крутопадающими продольными и диагональными разрывами. Местами крупные пликативные дислокации осложнены многочисленными мелкими изоклинальными и дисгармоничными складками.

Курговатский массив расположен в правобережье р. Пяндж у сел. Курговат. Кристаллические породы древнего протерозоя, образующие этот массив, формируют еще несколько более мелких массивов. В пределах советской территории они обнажаются в районе Калайхумба, Даштака, а также в бассейнах ледников Федченко и Гармо (Власов, Гниловской, 1970). В афганском Бадахшане эти же породы участвуют в сложении целой группы значительных по размерам массивов, расположенных непосредственно к северу и к югу от Файзабада на простирании Курговатского массива (Desio et al., 1964; Бельский, 1971; Перфильев, Моралев, 1971; Моралев и др., 1971).

На территории Советского Памира ограничения Курговатского массива совпадают с Уйбулакским и Висхарвским разломами. В структурно-формационном отношении Курговатский массив однороден. В строении его участвует один, скорее всего ниже-среднепротерозойский, комплекс, представленный метаморфическими образованиями боршитской серии (Власов, 1961). Согласно новейшим исследованиям (Власов, Гниловской, 1969, 1970), последний характеризуется присутствием гнейсов, кристаллических сланцев, кварцитов и мраморов. В кровле эти породы, вероятно, с несогласием перекрываются отложениями висхарвской свиты, в которых содержатся позднесинийско-вендские либо, возможно, раннекембрийские споры (Власов, Гниловской, 1967; Моралев и др., 1971).

Курговатский массив характеризуется северо-восточным простиранием структур, такое же простирание имеют структуры других смежных массивов, вскрытых на востоке Северного Памира и северо-западе Афганского Бадахшана. Преобладают крупные куполовидные антиклинали с широкими пологими сводами и довольно крутыми крыльями. Таковы Курговатская, Ворошиловская, Кызкурганская антиклинали. Крутые линейные складки наблюдаются гораздо реже (Фортамбекская антиклиналь). Местами своды и крылья складок осложнены дополнительной более мелкой складчатостью. К центральным частям некоторых складок тяготеют небольшие по размерам массивы гнейсогранитов.

Из приведенных выше кратких описаний можно видеть, что среди допалеозойских образований Восточного Афганистана и Памира по вещественному составу и структурному признаку можно выделить четыре разновозрастных комплекса — архейский, ниже-среднепротерозойский, верхнепротерозойский (байкальский) и вендский.

К первому архейскому структурно-формационному комплексу относятся серия Кабул и сарысангский комплекс в Афганистане и горанская серия Юго-Западного Памира. Характерная черта этого комплекса — широкое распространение карбонатных пород, инъекционных, очковых гнейсов и мигматитов. Наиболее распространенные структуры — крупные гнейсо-мигматитовые метаморфогенные купола, имеющие повсеместно близкую к меридиональной ориентировку. Альпийский гранитоидный магматизм в породах архейского комплекса не проявился или проявился локально. Метаморфизм пород повсюду значительный и отвечает амфиболитовой и гранулитовой фациям метаморфизма.

Второй ниже-среднепротерозойский комплекс включает серию Майдан Хазараджата, серию Дарай-Пич Нуристана, шахдаринскую серию Юго-Западного Памира, музкольский комплекс Цен-

трального Памира и боршитскую серию Юго-Западного Дарваза. В его строении участвуют разнообразные гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, амфиболиты и метаморфизованные кислые эффузивы. Верхняя часть разреза комплекса часто построена метаморфизованными песчаниками. Структурный план комплекса определяют брахискладки, ориентированные преимущественно в субширотном направлении. Породы комплекса, как правило, гранитизированы и прорваны многочисленными альпийскими (олигоценовыми) интрузиями гранитоидов; при внедрении гранитоидов оформились сложные по строению термально-метаморфические структуры, состоящие из внутреннего древнего гранитизированного ядра (инфраструктуры) и внешнего разновозрастного метаморфического обрамления (супраструктуры). Степень метаморфизма пород ядра и обрамления часто достигает амфиболитовой фации.

Третий верхнепротерозойский (байкальский) комплекс объединяет серию Калу верховьев р. Гельменд, навабадский и чаманский комплексы правобережья р. Тарнак в Афганистане, а также южно-аличурскую серию и акбайтальскую толщу Юго-Западного и Центрального Памира. Для этого комплекса характерны сравнительно слабометаморфизованные (фация зеленых сланцев) песчанико-сланцевые отложения, местами дополнительно измененные под воздействием альпийских интрузий гранитов. Вместе с тем количество интрузий, локализованных в пределах распространения пород комплекса, гораздо менее значительно, а повторные гранито-метаморфические преобразования гораздо менее интенсивны, чем в породах нижнего — среднего протерозоя. Характерная структурная особенность комплекса — преобладание узких, сжатых изоклиналиных складок, направление осей которых часто совпадает с генеральным простираем обрамляющих складчатых зон (Тарнакский массив, Гунт-Аличурский блок Бадахшан-Ваханского массива, Музкольский массив).

Четвертый вендский комплекс наиболее полно представлен в Ванч-Язгулемском массиве. Вещественный состав отложений вендского комплекса заметно отличен от байкальского. Индивидуальность его подчеркивается широким распространением своеобразных фаций красноцветных песчаников, не свойственных байкальскому комплексу. Обычные для байкальского комплекса изоклиналиные складки здесь отсутствуют и преимущественное распространение получают линейные и куполовидные структуры с довольно плавными изгибами пластов в замках. Интрузии альпийских гранитоидов, столь редкие в метаморфических образованиях байкальского комплекса, вновь приобретают здесь широкое распространение. Все известные в Памиро-Афганском секторе массивы древних кристаллических пород могут быть причислены к четырем основным типам (группам) — ядрам альпийских антиклинориев, срединным массивам, геантиклинальным поднятиям, выступам неровностей фундамента (ложа) геосинклиналиных прогибов.

К ядрам альпийских антиклинориев принадлежат Гельмендский, Тарнакский, Ванч-Язгулемский и Музкольский кристаллические массивы. Все они занимают краевое положение в единой системе прогибов южных районов Афганистана и Памира. Гельмендский массив расположен в северо-западной периферической части Гельмендского прогиба, Тарнакский занимает окраинное положение в Аргандабском и Логарском прогибах, Ванч-Язгулемский и Музкольский — вытянуты по северной окраине Центральной зоны Памира. В отличие от геантиклинальных поднятий, ядра альпийских антиклинориев не испытывали длительного воздымания в процессе седиментации и были выведены на современный уровень эрозионного среза только в орогенный этап развития.

В пределах ядер альпийских антиклинориев можно выделить два обособленных структурных элемента — внутреннюю область гранитизации (инфраструктуру), построенную древними глубоко измененными

осадочно-вулканогенными образованиями и анатектитам, и внешнюю область метаморфического обрамления (супраструктуру), образованную различными по возрасту, но близкими по степени метаморфизма породами. Внутренняя область испытала два этапа регионального метаморфизма, каждый из которых сопровождался напряженной интрузивной деятельностью и палингенезом. Первое проникновение (образование) магматических расплавов и интенсивная гранитизация имели место, вероятно, еще в раннем докембрии (нижнем — среднем протерозое). Второй этап регионального метаморфизма и гранитоидного магматизма проявился в позднеальпийское время. От древнего докембрийского этапа он отделен длительным периодом низкотемпературного катакласического метаморфизма и регионального бластеза. Метаморфизм пород внешнего обрамления связан с заключительным этапом альпийского орогенеза и гранитоидного магматизма в олигоцене. Процессы анатексиса в связи с этим этапом метаморфизма в толщах обрамления не получили широкого развития.

Инфраструктура, в отличие от супраструктуры, характеризуется четким относительным минимумом силы тяжести с резкими градиентами и крайне возбужденным магнитным полем с высокоамплитудными локальными аномалиями (Музкольский массив). Граница «базальтового» и «гранитного» слоев в пределах ядер альпийских антиклинориев приподнята на 3—5 км, т. е. сиалический слой здесь тоньше, чем в соседних районах (данные по Музкольскому массиву).

В современной структуре все ядра альпийских антиклинориев обрамлены зонами многослойных тектонических покровов и чешуй, которые шарьированы на них и местами полностью их перекрывают (Музкольский и Ванч-Язгулемский массивы). Большая часть надвигов направлена, таким образом, в сторону ядер. Зоны надвигов в обрамлении срединных массивов, как будет показано ниже, падают под них, и метаморфические толщи шарьированы на более молодые отложения.

Деформации пород внутренней области гранитизации и внешней области метаморфического обрамления заметно отличаются по характеру. Для инфраструктуры характерны крупные метаморфогенные брахантиклиналии типа гнейсовых куполов, для супраструктуры — небольшие по размерам линейные складки и чешуйчато-покровные дислокации.

Срединные массивы, к которым относятся Кабульский, Нуристанский и Бадахшан-Ваханский, во многом подобны ядрам альпийских антиклинориев. Так же как последние, они интродуцированы альпийскими гранитоидными батолитами, подавляющая масса которых внедрилась в олигоцене. Проникновение магматических расплавов в период орогенеза привело к интенсивной повторной гранитизации цоколя и термально-метаморфическим преобразованиям чехла (Нуристанский и Бадахшан-Ваханский массивы). Вместе с тем по ряду признаков срединные массивы четко отличаются от ядер альпийских антиклинориев. К этим признакам относятся: 1) стабильное поведение (устойчивое воздымание или погружение) в процессе седиментации и срединное положение в системе складчатых зон Памира и Афганистана; 2) изометричные очертания, более значительные размеры и двухярусное строение — наличие метаморфического цоколя и осадочного чехла (карбонатного в Кабульском массиве и существенно терригенного в Нуристанском и Бадахшан-Ваханском массивах); 3) независимость внутренней структуры от структуры обрамляющих толщ и покровное залегание окраинных частей массивов на более молодых отложениях; 4) значительно большая мощность гранито-метаморфического слоя в сравнении с соседними районами. В пределах Бадахшан-Ваханского срединного массива поверхность Мохоровичича по сейсмологическим данным (Булин, 1972) залегает на глубине 52 км, т. е. значительно глубже, чем в районах, расположенных севернее.

К геосинклинальным поднятиям относятся Даштинаварский массив, прослеживающийся к юго-западу от Кабула в направлении на Кандагар. На протяжении длительного времени осадки в пределах Даштинаварского геосинклинального поднятия не накапливались, и он возвышался над уровнем моря в виде кордильеры. Толщи горных пород, заполняющие боковые прогибы по обе стороны от этого древнего поднятия, утоняются в мощности и на склонах его выклиниваются. Характер сочленения их с метаморфическими породами имеет часто вид краевого несогласия. Относительная устойчивость геосинклинальных поднятий в процессе седиментации сближает их со срединными массивами, а заметная активность в орогенный этап развития свидетельствует о чертах сходства с ядрами альпийских антиклинориев.

К выступам неровностей фундамента геосинклинальных прогибов принадлежит большинство известных кристаллических массивов Восточного Гиндукуша, Западного Бадахшана и Северного Памира; среди них рассмотренные—Ишкамышский и Курговатский. Наряду с индивидуальными особенностями, свойственными каждому из известных массивов, всем им присущи некоторые общие отличительные черты. Во всех без исключения случаях эти структурные элементы представляют собой относительно поднятые и затем вскрытые эрозией участки глубоко погребенного фундамента (ложа) герцинских прогибов Гиндукуша и Северного Памира; на этом фундаменте происходило их заложение и развитие. Отличительная особенность выступов заключается в их пассивности в орогенный этап развития. Большинство из них имеет изометричные или овальные очертания и гораздо менее значительные размеры, чем окаймляющие палеозойские прогибы, в которых этот же фундамент погружен на значительную глубину. В строении выступов неровностей древнего фундамента участвует, как правило, только один ниже-среднепротерозойский структурно-формационный комплекс, сложный удивительно однообразными по вещественному составу и степени метаморфизма породами. Ориентировка структур в пределах неровностей древнего фундамента близка или совпадает с расположением их в окаймляющих палеозойских прогибах. Наконец, в современной структуре выступы неровностей древнего фундамента ограничены крутопадающими разрывными нарушениями; в других случаях они плавно погружаются на глубину.

Выходы метаморфических пород, образующих допалеозойское складчатое основание, отмечены в различных районах Афганистана и Памира. Наиболее значительные из них размещаются на востоке Афганистана, в Нуристане и Бадахшане и на сопредельной территории Памира, менее обширные сосредоточены в центральных районах Внутреннего Афганистана, где вытянуты вдоль зоны разрывных нарушений, простирающейся широтно по долинам рек Герируд, Горбанд и Паншер. Из всего множества массивов допалеозойских метаморфических пород, известных на территории Восточного Афганистана и Памира, рассмотрены только некоторые наиболее важные—Гельмендский, Даштинаварский, Тарнакский, Кабульский, Нуристанский, Бадахшан-Ваханский, Музкольский и Ванч-Язгулемский. Из группы массивов северных районов, известных в Гиндукуше, Западном Бадахшане и Северном Памире, внимание уделено Ишкамышскому и Курговатскому. Установлено, что среди допалеозойских метаморфических образований Восточного Афганистана и Памира по вещественному составу и структурному признаку может быть выделено четыре разновозрастных структурно-формационных комплекса—архейский, ниже-среднепротерозойский, верхнепротерозойский (байкальский) и вендский. Все известные в Памиро-Афганском секторе массивы древних кристаллических пород причислены к четырем основным типам—ядрам альпийских антиклинориев (Гельмендский, Тарнакский, Ванч-Язгулемский, Музкольский массивы), срединным мас-

сивам (Кабульский, Нуристанский и Бадахшан-Ваханский массивы), геантиклинальным поднятиям (Даштинаварский массив), выступам неровностей фундамента геосинклинальных прогибов (Ишкамышский и Курговатский массивы).

Литература

- Бархатов Б. П.* Тектоника Памира. Изд-во ЛГУ, 1963.
- Бельский В. А.* Некоторые особенности новейшей тектоники Юго-Западного Дарваза.— Геотектоника, 1971, № 4.
- Булин Н. К.* Строение земной коры по профилю Каспийское море — Гиндукуш.— Сов. геология, 1972, № 1.
- Виниченко Г. П., Кухтиков М. М.* О возрасте Музкольского метаморфического комплекса на Восточном Памире.— Изв. отд. физ.-хим. и геол. наук. АН ТаджССР, 1969, вып. 3.
- Власов Н. Г.* Основные черты доюрской истории Юго-Западного Дарваза.— В сб.: Геология Средней Азии. Изд-во ЛГУ, 1961.
- Власов Н. Г., Гниловской Г. В.* О стратиграфии и возрасте древнейших толщ Северного Памира.— Бюлл. НТИ МГ СССР.— Стратиграфия, 1967, № 7.
- Власов Н. Г., Гниловской Г. В.* Докембрийская боршитская серия Северного Памира.— Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 1.
- Власов Н. Г., Гниловской Г. В.* Древнейшие метаморфические образования Северного Памира.— В сб.: Вопросы геологии Средней Азии. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1970, т. 168.
- Дюфур М. С.* О возрасте метаморфических образований в складчатых областях.— Матер. по геол. Памира, вып. II. Душанбе, 1964.
- Дюфур М. С.* Происхождение и возраст метаморфических образований в складчатых областях. МГК, XXIII сес., докл. сов. геол., М. «Наука», 1968.
- Дюфур М. С., Попова В. А., Кривец Т. Н.* Альпийский метаморфический комплекс восточной части Центрального Памира. Изд-во ЛГУ, 1970.
- Ефимов И. А., Судеркин А. А.* Месторождение япис-лазури Сары-Санг в Северном Афганистане.— Вестн. АН КазССР, 1967, № 8.
- Зотов И. А.* Режим температуры и давления при метаморфизме пород кристаллического комплекса Юго-Западного Памира.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 5.
- Карпетов С. С., Довгаль Ю. М., Демин А. Н., Нагалева В. С., Мирзод С. Х., Котов А. Я.* Основные черты стратиграфии бассейна р. Аргандаб (Центральный Афганистан).— Сов. геология, 1971, № 2.
- Колчанов В. П., Кулаков В. В., Михайлов К. Я., Пашков Б. Р.* Новые данные по стратиграфии докембрийских и палеозойских образований северных предгорий Западного Гиндукуша.— Сов. геология, 1971, № 3.
- Левен Э. Я.* О возрасте метаморфических толщ Центрального Памира. Матер. по геол. Памира, вып. I. Изд-во АН ТаджССР, Душанбе, 1963.
- Меннесье Г.* Геологические наблюдения в горах Кабула (Афганистан).— Сов. геология, 1963, № 7.
- Моралев В. М., Ельянов А. А., Лаушкин В. И., Скотаренко С. Д., Следин Л. Н.* Докембрий северной части Афганского Бадахшана.— Матер. по регион. геол. Африки и зарубеж. Азии. Тр. Нилзарубежгеологии, вып. 22, М., 1971.
- Мурина Г. А., Хорева Б. Я., Щиголов Н. Д.* Становление и активизация метаморфических серий Юго-Западного Памира по геолого-петрографическим и радиологическим данным.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 8.
- Накадзава Т. К.* Геологические исследования и разведка полезных ископаемых в Афганистане.— Кодзан тисицу, 1960, т. 10, № 41.
- Пашков Б. Р.* Стратиграфия, метаморфизм и некоторые черты тектоники музкольского комплекса метаморфических пород.— Матер. по геол. Памира, вып. II. Изд-во АН ТаджССР, Душанбе, 1964.
- Перфильев Ю. С., Моралев В. М.* Массивы древних кристаллических пород Индо-Памирской области.— Геотектоника, 1971, № 4.
- Рудник В. А., Соботович Э. В., Искандерова А. Д.* Свинцово-изотопные отношения как основа периодизации докембрия.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 11.
- Руженцев С. В.* Музкольский метаморфический комплекс, Матер. по геол. Памира, вып. II. Изд-во АН ТаджССР, Душанбе, 1964.
- Руженцев С. В.* Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. «Наука», 1968.
- Стратиграфический справочник. Афганистан. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Хаш В. Е.* Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса.— Вестн. МГУ. Сер. IV, геол., 1970, № 2.
- Хорева Б. Я.* Сравнительная характеристика полиметаморфических комплексов докембрийского фундамента Юго-Западного Памира и Западного Узбекистана.— Матер. 2-го Среднеаз. регион. петрограф. совещ., Душанбе, 1971.
- Хорева Б. Я., Искандерова А. Д., Шергина Ю. П.* Возраст субстрата метаморфических серий Юго-Западного Памира по данным свинцово-изохронного метода.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 8.

- Чуенко П. П. Геологическое строение Южного Дарваза.— Тр. ТПЭ, 1938, М.— Л., Изд-во АН СССР, вып. 100.
- Шанин Л. Л., Иванов И. Б., Лицарев М. А., Гольцман Ю. В., Баирова Э. Д. О возрасте метаморфических толщ ваханской серии (Юго-Западный Памир).— Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 4.
- Шанин Л. Л., Иванов И. Б., Лицарев М. А., Гольцман Ю. В., Аракелянц М. М. К проблеме возраста Памиро-Шугнанского гранитоидного массива и связанного с ним «омоложения» минеральных образований ваханской серии (Юго-Западный Памир). Матер. 2-го Среднеаз. регион. петрограф. совещ. Душанбе, «Дониш», 1971.
- Andritzky G. Bau und Entstehungsgeschichte des Alt kristallin-Keiles von Kabul (Afghanistan) und seiner Randzonen.— Geol. Jahrb. (DBR), 1967, B. 84.
- Barthoux J. Le Badakchan.— C. r. Acad. sci., Paris, 1929, t. 188.
- Barthoux J. Notes géologiques sur l'Afghanistan. Compt. rend. Congr. Soc. Sav. (Toulouse), Paris, 1933.
- Blaise J., Cesbron F. Données minéralogiques et pétrographiques sur le gisement de lapis lazuli de Sar-e-Sang (Hindou Kouch—Afghanistan).— Bull. Soc. franc. minéral. et cristallogr., 1966, t. 89, No. 3.
- Bordet P., Boutiere A. Reconnaissance géologique dans l'Hindou Kouch oriental (Badakchan, Afghanistan).— Bull. Soc. géol. France, 1968, t. 10, No. 4.
- Brüchl K. Über die Geologie von Badakhshan und Kataghan (Afghanistan).— N. Jb. Mineral. Geol. Paläontol. Abh., 1935, B. 74, H. 3.
- Desio A., Martina E., Pasquare G. On the geology of central Badakhshan (North-East Afghanistan).— Quart. J. Geol. Soc. London, 1964, v. 120.
- Desio A. On the Tectonic Connection between Pamirs and Hindukush. Comm. miner. metal. Inst. India, Lucknow, 1965.
- Desio A., Guj P., Pasquare G. Notes on the geology of Wakhan (North—East Afghanistan). Atti Accad. naz. Lincei Mem. Cl. sci. fis., mat. e natur., 1968, v. 9, No. 2.
- Dürkoop A. Brachiopoden aus dem Silur, Devon und Karbon in Afghanistan (mit einer Stratigraphie des Paläozoikum der Dascht-e-Nawar (Ost und von Rukh).— Palaeontographica, 1970, B. 134.
- Fesefeldt K. Das Paläozoikum im Gebiet der Ober Logar und im östlichen Hazarajat südwestlich Kabul, Afghanistan.— Bull. Afghan. Geol. Min. Surv., 1964, No. 1.
- Furon R. L. Hindou-Kouch et le Kaboulistan. Contribution à l'étude géologique et géomorphogénique de l'Afghanistan. Paris, 1927.
- Ganss O. Geosynkinalbecken, Tectonic, Granite und junger Vulkanismus in Afghanistan.— Geol. Rundschau, 1965, B. 54, No. 2.
- Griesbach C. L. The geology of the Safed Koh. Rec. geol. Surv. India, 1892, v. 25, pt. 2.
- Hayden H. H. On the geology of Tirah and Bazar Valley.— Mem. geol. Surv. India, 1898, v. 28, pt. 1.
- Hayden H. H. The geology of Northern Afghanistan.— Mem. geol. Surv. India, 1911, v. 39, pt. 1.
- Herbordt O. Reisebeobachtungen am Nordabhang des Safed Kuh-Gebirges in Ostafghanistan.— Petermanns. geogr. Mitt., 1930, B. 70, H. 5/6.
- Hess A. Geologie des Gebietes Kalat-i-Gilzai und seine Stellung im südost-afghanischen Gebirgsbau.— Geol. Jb., 1966, B. 84.
- Jean B. Remarques sur la géologie du versant sud de l'Hindou Kouch aux environs de Jabal u Seraj, en Afghanistan.— C. r. Acad. sci., 1971, t. 272, No. 7.
- Kaefer M. Untersuchungen zur Schichtenfolge im Gebiet Qasim Khel—Ali Khel. E.— Afghanistan.— Neue Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh., 1967, No. 5.
- Lapparent A. F. Sur une nouvelle série antépalaéozoïque en Afghanistan.— Compt. rend. Soc. géol. France, 1962, No. 1.
- Lapparent A. F., Mennessier G. Observations stratigraphiques sur les séries précambriennes de l'Afghanistan.— C. r. Acad. sci., 1962, t. 254.
- Lapparent A. F., Barland P., Blaise J. Une visite au gisement de lapis lazuli de Sar-e-Sang (Hindou Kouch, Afghanistan).— Compt. rend. Soc. géol. France, 1965.
- Mennessier G. Les caractères structuraux des montagnes de la région de Kaboul (Afghanistan).— Bull. Soc. géol. France (7), 1961, t. 3, No. 1.
- Mennessier G. Sur la géologie de la région de Kaboul et ses rapports avec les zones limitrophes.— Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dynam. (2), 1961, t. 4, No. 3.
- Mirwald P., Roemer H. Beobachtung im Wakhan (NE-Afghanistan).— Erdkunde, 1967, B. 21, No. 1.
- Popol S. A., Tromp S. W. The stratigraphy and main structural features of Afghanistan.— Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetenschapen Amsterdam, Ser. B, 1954, v. 57, No. 3.
- Voigt M. Kafiristan. Breslau, 1933.
- Weippert D., Wittekind H., Wolfart R. Zur geologischen Entwicklung von Zentral und Sudaafghanistan.— Beih. geol. Jb., 1970, H. 92.
- Wellman H. Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan.— Geol. Rundschau, 1966, B. 55, No. 3.

УДК 551.263.23(575.3)

И. Г. ЩЕРБА

ОЛИСТОСТРОМЫ В НЕОГЕНЕ ДАРВАЗСКОГО ХРЕБТА

В неогеновых отложениях Дарвазского хребта обнаружены образования, морфологически сходные с олистолитами и олистостромами и имеющие тектоническую природу. Они представлены грубыми известняковыми брекчиями, переслаивающимися с конгломератами, в которых содержатся пластообразные тела (олистолиты) пермских известняков. Брекчии и пластообразные олистолиты развиты в зоне выклинивания и прислонения отложений неогена к палеозойскому основанию. Образование олистостромов в Дарвазе было связано с формированием пологих надвигов в палеозойском фундаменте. Надвигообразование происходило в середине неогена одновременно с осадконакоплением.

Хаотические осадочные комплексы издавна привлекали внимание геологов, так как обнаруживалась их тесная связь с тектоникой. Определенный класс этих осадков, связанный с явлениями оползания, был выделен Ж. Флоресом (Flores, 1955) под названием олистостромы. Термин «олистостром» происходит от греческих слов «оползень» и «аккумуляция». По аналогии с биостромом (аккумуляция в результате жизнедеятельности) олистостром означает аккумуляцию в результате оползания. Под олистостромами Ж. Флорес понимал осадочные отложения, характеризующиеся гетерогенным материалом и хаотическим сложением, которые накапливаются как полужидкие тела и переслаиваются с нормальными осадочными породами. Для олистостромов характерно наличие тонкой (часто пелитовой) связующей массы, содержащей разбросанные обломки твердых пород, размеры которых колеблются от нескольких сантиметров до первых километров. Эти обломки были названы олистолитами¹ от греческих слов «оползень» и «камень». Олистостромовые отложения образуют как мелкие тела, так и мощные толщи, которые, по мнению Ж. Флореса и ряда других исследователей (например, Görber и Reutter, 1968), состоят из ряда индивидуальных тел, связанных с отдельными актами оползания.

Олистостромы пользуются широким распространением. Они обнаружены среди морских и континентальных толщ, в тонких и грубозернистых породах. Большинство олистостромов встречено во флишевых отложениях (Венео, 1956; Смирнов и др., 1972; Леонов, 1972; Richter, Magiolas, 1973), где к насыщенным ими образованиям применяется термин «дикий флиш». Известны олистостромы и среди молассовых толщ, хотя описания их малочисленны (Белостоцкий, 1970; Брежнев, Некрасова, 1970; Раевский, 1971; Sotiriadis, 1973; Hoedemaeker, 1973).

Как правило, олистостромы образуются на краю седиментационного бассейна и часто располагаются перед фронтом тектонических покровов. Очевидно, они представляют собой своеобразную геологическую формацию, имеющую вполне определенное тектоническое положение. Харак-

¹ В 1973 г. Д. Рихтер (Richter, 1973) предложил называть крупные пластообразные олистолиты, представляющие отторженцы гравитационного покрова, сползшие в седиментационный бассейн, — олистоплаками.

терной чертой этой формации является то, что в ее внутреннем строении более отчетливо, чем в других формациях, запечатлены следы разрушения, транспортировки и захоронения обломочного материала. По существу роль тектонического и осадочного факторов в ее формировании равноценна. Хотя по типу аккумуляции олистостромы бесспорно осадочные образования, при их формировании в процессе дезинтеграции массивов коренных пород, поставляющих обломочный материал, и в его транспортировке существенная роль принадлежит тектонике. Именно этим обстоятельством обусловлены бесконечные споры о принадлежности того или иного хаотического комплекса к классу тектонических (меланжи) или осадочных (олистостромы) образований.

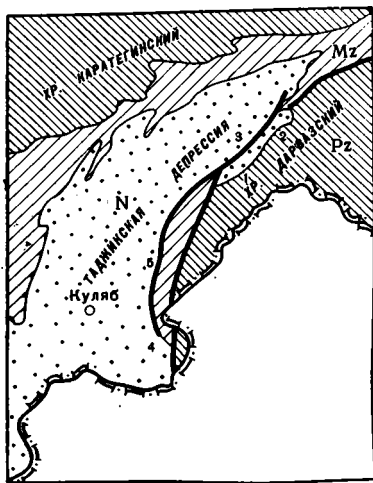


Рис. 1. Схема расположения неогеновых олистостромов
Цифры на карте: 1 — яхташские олистостромы, 2 — сафетсангские олистостромы, 3 — зиддадаринские олистостромы, 4 — иольские олистостромы, 5 — кухипирские олистостромы

Достаточно вспомнить дискуссии о природе «скаглиевых глин» Северных Апеннин или Анкарской «пестрой смеси» (Abbate et al., 1970; Hoedemaeker, 1973; Hsü, 1974).

Для выяснения происхождения олистостромов важно изучить их соотношение с коренными выходами соответствующих пород. Однако наблюдать непосредственную связь между отторженцами пород, залегающими в виде олистолитов в олистостроме, и их коренными выходами удается крайне редко. Один из таких примеров обнаружен и изучен автором среди неогеновых моласс восточной окраины Таджикской депрессии на ее границе с Памирским поднятием. Этот пример интересен сам по себе, так как находки олистостромов в континентальных толщах весьма ограничены. Вместе с тем он позволяет изучить морфологию олистостромовой формации и ее соотношения с вмещающими породами. Здесь становится

очевидным, что необходимо различать олистостромовую толщу (olisthostromes) как определенный набор характерных пород, и тела отдельных олистостромов внутри нее (olisthostrom), разделенных поверхностями срыва, иногда встречающихся изолированно и являющихся результатом одноактного (хотя, возможно, достаточно продолжительного) поступления материала. Ниже подробно остановимся на строении олистостромовой толщи в юго-западной части Дарвазского хребта, где она прослеживается в виде отдельных линз на протяжении более 100 км.

У подножия горы Яхташ (рис. 1, 1) непосредственно на контакте с палеозойскими толщами распространены грубослоистые, несортированные известняковые брекчии, с несогласием перекрывающие пермские известняки и местами прислоняющиеся к ним (рис. 2). Внутри этих брекчий, а также в вышележащих конгломератах заключены пласты пермских известняков мощностью 5—50 м, протягивающиеся от коренных выходов палеозоя на 4—5 км в глубь обломочной толщи. Особенно много таких «пластов» на правом берегу р. Возгина, где насыщенные ими обломочные отложения трудно отличимы от материнских пород перми. Толща грубых известняковых брекчий с тонким глинистым и глинисто-карбонатным цементом и многочисленными следами проskalывания одних пакетов пород по другим морфологически сходна с образованиями, выделяемыми как олистостромы. «Пласты» известняков, заключенные внутри обломочной толщи, очевидно, представляют собой крупные олистолиты.

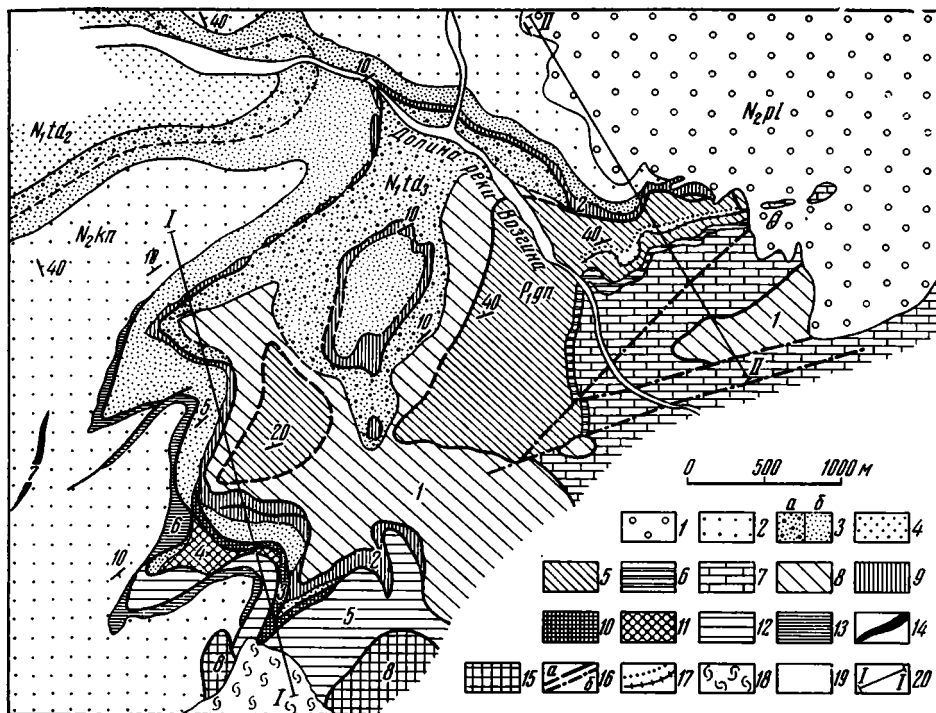


Рис. 2. Геологическая карта района горы Яхташ. 1—4 — неогеновые отложения: 1 — полизакская свита, 2 — каранакская свита, 3 — верхнетавильдаринская подсвита (а — брекчии нижнего олистодрома, б — брекчии верхнего олистодрома), 4 — среднетавильдаринская подсвита; 5—15 — палеозойские отложения: 5 — гундаринская свита, 6 — плитчатые известняки сафетдаронской свиты, 7 — массивные известняки сафетдаронской свиты; 8—15 — сафетдаронские известняки в аллохтонном залегании: 8 — первый покров, 9 — второй покров, 10 — третий покров, 11 — четвертый покров, 12 — пятый покров, 13 — шестой покров, 14 — седьмой покров, 15 — восьмой покров; 16 — разломы (а — пологие, б — крутые); 17 — маркирующие горизонты песчаников и известняков в гундаринской свите; 18 — ледник; 19 — четвертичный аллювий; 20 — линии разрезв, изображенных на рис. 4. Цифрами обозначены разные тектонические покровы

Яхташские олистодромы участвуют в строении единого разреза неогеновых конгломератов, которые образуют асимметричную Джарадаринскую синклинали (Чедия, 1957) в юго-восточном крыле Дарваз-Каракульского разлома (рис. 3). На северо-западном крутом борту синклинали в толще конгломератов, залегающих на сланцах верхней перми, выделяются отложения тавильдаринской, каранакской и полизакской свит, составляющих верхнюю часть разреза неогена Дарвазского хребта (Бурачек, 1934; Солун, 1959; Попов, 1964; Бабадаглы, 1964; Меламед, 1966).

К тавильдаринской свите (верхний миоцен)¹, разделенной на три подсвиты, относятся: красновато-серые грубообломочные конгломераты с преобладающими известняковыми окатышами (120 м); чередующиеся через 8—10 м конгломераты и песчаники (100 м); плохосортированные крупновалунные известняковые конгломераты с линзами конгломератобрекчий (300 м), которые при движении на юг замещаются известняковыми брекчиями, прослеживающимися на южном борту синклинали до контакта с палеозоем.

Каранакская свита (нижний плиоцен) представлена фиолетово-серыми хорошо окатанными полигенными конгломератами (330 м), поли-

¹ Возраст свит дается по Я. Р. Меламеду (1966).

закская (средний плиоцен) — грубовалунными серыми конгломератами с крупными валунами гранитов (350 м). Отложения этих свит образуют непрерывный разрез, который прослеживается на протяжении 3 км. На протяжении следующих 1,5—2 км на пологом южном крыле синклинали распространены лишь верхняя подсвита тавильдаринской свиты, каранакская и полизакская свиты, слои которых наклонены под разными углами и образуют «веер несогласий» (рис. 4, разрез 1). Отложения тавильдаринской и каранакской свит быстро уменьшаются в мощности,

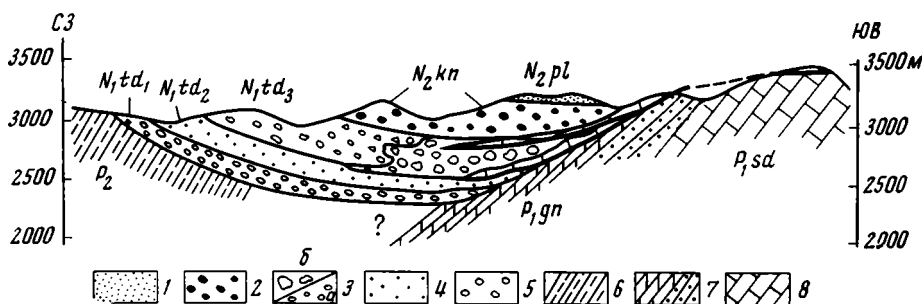


Рис. 3. Геологический разрез через Джирадаринскую синклинали (видно положение олистостромов внутри молассовых отложений)
 1 — полизакская свита; 2 — каранакская свита; 3 — верхнетавильдаринская подсвита; а — конгломераты, б — известняковые брекчии олистостромовой толщи; 4 — среднетавильдаринская подсвита; 5 — нижнетавильдаринская подсвита; 6 — верхнепермские отложения; 7—8 — нижняя пермь; 7 — гундаринская свита, 8 — сафетдаронская свита

выклиниваются и прислоняются к палеозойскому фундаменту, близ границы выходов которого, очевидно, находился край области осадконакопления миоцен-плиоценового времени. Обнажающаяся здесь верхнетавильдаринская подсвита (100—200 м) представлена только известняковыми брекчиями, среди которых залегает «пласт» (плоский олистолит) пермских известняков, а каранакская свита (100 м) — конгломератами, содержащими в основании разреза два «пласта» известняка. Таким образом, известняковые брекчии олистостромов и пластообразные олистолиты подстилаются и перекрываются нормальными конгломератами, а также сменяют их по латерали будучи заключены в породах тавильдаринской и самых низов каранакской свит.

Взаимоотношение палеозойских и неогеновых толщ в едином разрезе удается наблюдать в юго-восточной части района (рис. 4, разрез 1). Палеозой представлен мощной (500 м) сафетдаронской свитой массивных органогенных известняков и гундаринской свитой слоистых известняков и песчаников (около 300 м), которые образуют четкую моноклинали, наклоненную под углами 30—40° на северо-запад. Толща сафетдаронских известняков содержит обильные остатки нижнепермских гастропод и фузулинид (Власов, 1961). В вышележащей гундаринской свите, состоящей из глинистых, водорослевых фузулиновых известняков, карбонатных песчаников и мергелей также содержатся нижнепермские фузулиниды¹: *Misselina* sp., *Darvasites contractus* (Schellw. et Dyhr.), *Pseudofusulina gundarensis* Kalm, *Schlebertella* sp.

На правом берегу р. Возгина на высоте 500 м над урезом воды можно видеть, как верхняя часть сафетдаронской свиты и вся гундаринская свита перекрываются полого падающим (10—15°) на северо-запад тектоническим покровом сафетдаронских известняков (рис. 2, 1), в которых содержатся обильные раковины фузулинид и в том числе *Quasifusulina* sp., *Misselina* sp. В верховьях левого притока Возгины можно

¹ Здесь и дальше фузулиниды (из моих сборов) определены Э. Я. Левенем и С. Ф. Щербович.

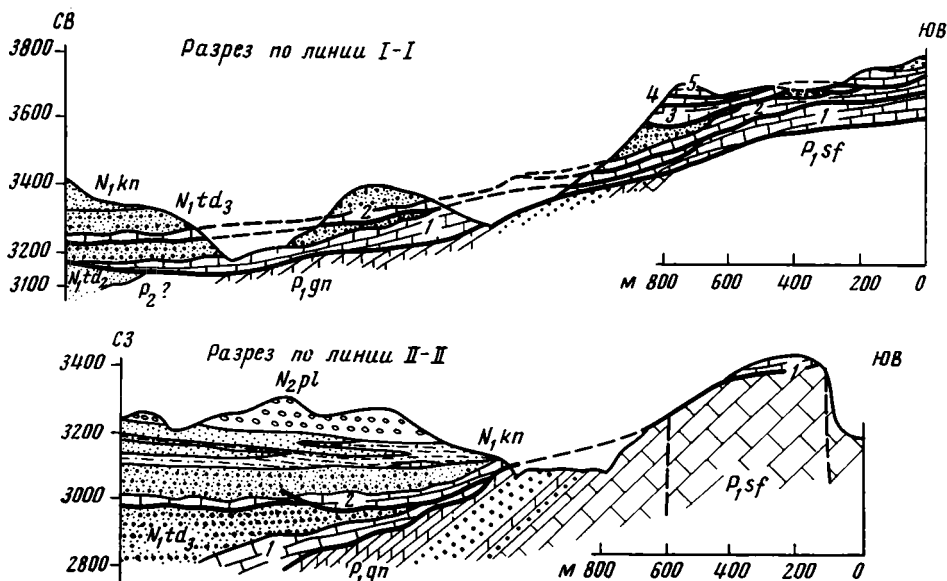


Рис. 4. Геологические разрезы района горы Яхташ. Нумерация тектонических покровов та же, что и на рис. 2

наблюдать непосредственное налегание пластины этого покрова на мергели гундаринской свиты, слои которой резко упираются в перекрывающие известняки. В этом обнажении пластина тектонического покрова лежит почти горизонтально. По падению ее наклон резко увеличивается до 30° , а затем, как и на правом берегу реки, уменьшается до $10-15^\circ$. Покров имеет мощность до 150 м и прослеживается по падению на 2 км. Известняки в нем разбиты большим количеством тонких кальцитовых жилков, местами брекчированы. Наиболее трещиноваты известняки близ кровли тектонического покрова, которая имеет неровную карманообразную поверхность.

На нарушенную поверхность известняков тектонического покрова ложатся брекчии (олистостромы) тавильдаринской свиты, сложенные обломками того же известняка, но резко отличающиеся от покрова по текстурным признакам. В брекчии наблюдается грубая слоистость, определяющаяся изменением состава цемента и величины обломков. Наиболее крупные (1—1,5 м) обломки разбросаны в брекчии редко, более мелкие (10—30 см) встречаются чаще, но, как правило, разделены еще более мелкообломочным (0,5—5 см) материалом. Мелкообломочная масса составляет от 40 до 80% породы и почти полностью окружает более крупные обломки. В свою очередь 40—50% ее объема составляет глинисто- или песчано-карбонатная масса, полностью отделяющая обломки один от другого. Таким образом, все обломки в брекчии оказываются «плавающими» в цементирующей массе. Нередко в глинистом цементе на границе с обломками наблюдаются зеркала скольжения. Поверхность обломков, особенно крупных, также бывает покрыта иштрихованными зеркалами скольжения. Слои брекчий наклонены на северо-запад под углом $10-15^\circ$, так же как и пластина тектонического покрова. Согласно залеганию тектонического покрова и брекчий нарушается лишь у края выходов палеозойского фундамента, где покров залегает круче и брекчии прислоняются к нему (см. рис. 4 кровлю покрова 1). Мощность брекчий увеличивается в северо-западном направлении и составляет 50—80 м.

Выше этих брекчий по разрезу вновь появляются светло-серые сафетдаронские известняки с обильными фузулинидами, среди которых

определены: *Misselina* ex gr. *dyhrenfurti* (Dutkevich) *Pseudofusulina* sp., *Parafusulina* sp., *Nodosaria* ex gr. *krotowi* Tschad., *Geinitrina* ex gr. *spandeli* Tscherd. Пермские известняки залегают в виде пласта среди неогеновых известняковых брекчий. Пластообразный олистолит имеет мощность от 3—4 до 20—30 м и непрерывно прослеживается на протяжении 3 км по обоим берегам р. Возгина (см. рис. 4, покров 2). Несмотря на то что олистолит на всем протяжении прослеживается как единое целое, он не представляет собой монолитный слой известняков. Известняки разбиты большим количеством трещин на линзы, чешуи протяженностью от 3—4 до 10—15 м. Некоторые трещины, волнисто искривляясь, идут в общем параллельно подошве и кровле олистолита, другие располагаются наклонно, пересекая его от подошвы до кровли. Большинство трещин заполнено кальцитом либо сильно брекчированным известняком или известняковой брекчией с кальцито-пелитовым цементом. Линзы массивного известняка нередко тоже брекчированы и пронизаны густой сетью кальцитовых жилок. Брекчирование резко увеличивается в подошве и кровле олистолита, в подошве часто располагаются даже зоны (до 2 м) известняковых брекчий. Величину и характер перемещения по расщепляющим олистолит трещинам оценить не удастся, но перемещения, вероятно, были, о чем говорят встречающиеся зеркала скольжения с ясной штриховкой и участки скупивания известняковых линз. В этих участках резко увеличившийся по мощности известняковый «пласт» напоминает слоеный пирог, состоящий из горизонтальных пластин известняка мощностью 0,5—1 м. Между такими раздувами «пласт» становится тоньше, а местами совсем прерывается и трассируется лишь по отдельным известняковым глыбам среди брекчий.

Наиболее отчетливо перемещения внутри олистолита проявлены близ контакта тавильдаринской свиты с палеозоем. В обрыве на левом берегу р. Возгина видно, как на протяжении 700—800 м по восстанию известняковый «пласт» резко увеличивается в мощности до 100 м. Его утолщение происходит за счет последовательного надвигания — «торошения» линз известняка мощностью 10—15 м по системе наклоненных под углами 15—45° на юго-восток сколов, покрытых зеркалами скольжения.

Взаимоотношения известнякового олистолита с подстилающими породами позволяют предположить, что он в целом перемещался по поверхности нижележащих образований. На крайнем юго-востоке он лежит на сафетдаронских известняках нижней надвиговой пластины, а затем переходит на перекрывающие их известняковые брекчии тавильдаринской свиты. Нередко подошва олистолита сопровождается срывами, которые хорошо видны в обнажении в русле р. Возгина. Срывы происходят по серии пологих трещин, идущих вдоль границы известняка с подстилающими брекчиями. В этом обнажении «пласт» известняка резко обрывается, и дальше вышележащие брекчии ложатся непосредственно на нижележащие. В других местах плоскость нижнего контакта не обнажена, но несомненно, что эта граница очень резкая. Таким образом, несмотря на то что нижняя граница плоского олистолита в большинстве мест располагается параллельно слоистости в брекчиях, она явно тектоническая, сорванная.

Верхняя часть известнякового «пласта» отличается наиболее сильной брекчированностью, она слабо эродирована. Вместе с тем кровля тела на большом протяжении вытянута параллельно с напластованием вышележащих известняковых брекчий тавильдаринской свиты. Последние имеют грубослонистую текстуру и залегают на брекчированной поверхности известняка без следов срыва на границе. В направлении палеозойского массива вышележащие слои этой брекчии перекрывают нижележащие и ложатся непосредственно на известняковый олистолит. В самой юго-восточной части на нем залегают каранакские, а потом даже поли-

закские образования. Таким образом, описанный известняковый олистолит, с одной стороны, является нормальным членом разреза неогена (по существу он ничем, кроме размеров, не отличается от других олистолитов в тавильдаринской олистостромовой толще), а с другой — по характеру соотношения с подстилающими и перекрывающими слоями чрезвычайно схож с первым тектоническим покровом известняков. Он по поверхности срыва перекрывает нижележащие тавильдаринские брекчии и палеозойские известняки и стратиграфически перекрывает вышележащими брекчиями. По-видимому, он разделяет два олистострома, входящих в состав олистостромовой толщи и может быть классифицирован как олистоплака.

Выходы этого олистолита, имеющего площадь не менее 12 км², широко распространены в правобережной части р. Возгина, от русла которой они протягиваются на 4 км к юго-западу к снежным вершинам Яхташского горного массива (см. левую нижнюю часть рис. 2). Здесь известняковый «пласт» удается наблюдать не только внутри тавильдаринской свиты и на краю выхода палеозойского фундамента, но и проследить на 1,5—2 км в глубь массива пермских известняков, где он представляет пологую надвиговую пластину.

Прекрасно обнажен олистолит (вернее олистоплака) в верховьях безымянного правого притока р. Возгина на высоте 3300 м. Здесь он непрерывно прослеживается на протяжении 2 км, подстилается и перекрывается тавильдаринскими известняковыми брекчиями и имеет такое же строение, как на левом берегу р. Возгина, а затем переходит непосредственно в одну из тектонических чешуй внутри сафетдаронских известняков. Среди последних в верховьях упомянутого притока отмечено по крайней мере восемь надвинутых одна на другую тектонических пластин мощностью 30—50 м. Нижняя пластина (рис. 2, 1), как и на р. Возгина, перекрывает гундаринскую свиту, оставляя ее выходы в виде тектонического окна. Эта пластина обнажена сравнительно плохо. Ее нижний контакт с гундаринской свитой везде скрыт четвертичными отложениями. Но при сопоставлении элементов залегания двух толщ становится очевидным, что этот контакт так же срезает слои гундаринской свиты, как и в ур. Даханитанг. Известняки нижней пластины обнажены на большой площади, и, по-видимому, многие склоны сложены их отпрепарированной верхней поверхностью. Эти склоны хорошо обнажены и представляют собой наклоненную на север под углом около 20—30° плавную бугристую поверхность сглаженных известняков, не совпадающую со слоистостью, которую она пересекает под небольшим углом.

Над сглаженной поверхностью нижнего покрова возвышаются обрывистые скалы — останцы вышележащих пластин. Нижняя из них (рис. 2, 2) продолжается внутрь тавильдаринской свиты в виде описанного выше «пласта». Выше второй пластины залегает не менее трех (рис. 2, 3, 4 и 5), нижняя из которых перекрывает вторую пластину и лежащие на ней тавильдаринские брекчии. Самостоятельных апофизов внутрь неогеновой толщи ни одна из этих пластин не дает. Шестая пластина (рис. 2, 6) перекрывает четвертую, пятую, а также лежащие на четвертой пластине тавильдаринские брекчии и послойно продолжается внутри нижней части каранакской свиты, будучи вытянута вдоль ее подошвы не менее чем на 1,5 км. С породами тавильдаринской свиты она имеет отчетливый тектонический контакт и сечет их слои под углом 10°. Конгломераты каранакской свиты перекрывают известняковую пластину без несогласия и залегают очень полого, образуя перед краем палеозойского фундамента небольшой волнообразный изгиб. Их наклон меняется от 10° на северо-запад до 10° на юг. В 1 км от выходов палеозоя шестая пластина разорвана пологим разломом, висячее крыло которого надвинуто на известняки лежащего крыла и перекрывающие их конгломераты каранакской свиты.

Таким образом, здесь устанавливается, что пластообразные известняковые олистолиты (олистоплаки) не только лежат на продолжении надвиговых чужей палеозойских известняков, но и участвуют в надвигах одних пород неогена на другие. Выше пластообразного олистолита в основании каранакской свиты появляется еще один такой же олистолит (рис. 2, 7), который и подстилается и перекрывается конгломератами каранакской свиты. Установить его соотношение с палеозойским массивом не удается из-за заснеженности склонов. Также неясно распространение тектонического покрова 8, прослеженного нами в пределах палео-

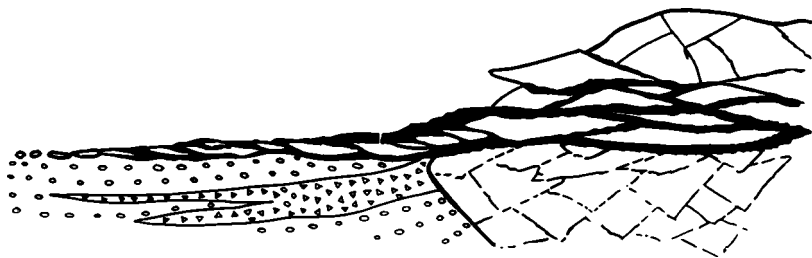


Рис. 5. Схема механизма образования олистоплак. Показан массив дезинтегрированных пород фундамента и выдавленная из него к подножию уступа тектоническая пластина, окруженная тектонической брекчией

зойского массива. Покров перекрывает пластины 4, 5 и 6 и незначительно надвинут на конгломераты каранакской свиты.

Все пластины покровов в палеозойском массиве залегают так же полого, как и породы неогена, и падают в сторону депрессии (см. профили на рис. 4). При этом нижние пластины, как и слои в обломочной толще, наклонены чуть круче (20°), чем верхние. Наклон пластин известняковых покровов при переходе из палеозойского массива в обломочную толщу практически не меняется, не происходит также разрыва их сплошности, что указывает на отсутствие большого уклона поверхности уступа в палеозойских породах, по которому происходило оползание известняков в депрессию. Характерно, что первыми в обломочную толщу попадают тектонические покровы, находящиеся на более низком гипсометрическом уровне, чем последующие. Это позволяет предположить, что покровы, еще не вскрытые эрозией, были выдавлены из толщи известняков в депрессию (рис. 5).

Изучение внутреннего строения палеозойского массива позволяет проследить зарождение внутри толщи материнских пород всех элементов обломочной толщи, связанных с происходящими в ней тектоническими процессами. Так, обнаруживается, что на расстоянии по крайней мере 4 км от края массива в нем практически нет монолитных ненарушенных известняков. Все они рассечены неровными пологоволнистыми трещинами на линзообразные глыбы мощностью в несколько метров, между которыми развиваются зоны интенсивного брекчирования известняка, которые занимают не менее половины объема породы. Следует заметить, что при изучении конкретных обнажений выделение ранее описанных протяженных пластин затруднительно из-за многочисленных трещин, дробящих эти пластины на гораздо более мелкие линзы, между которыми располагаются зоны брекчирования, по размерам соизмеримые с зонами, разделяющими сами пластины. Выделить крупные поверхности раздела удается лишь при обзоре ряда обнажений. Наконец, и внутри пластин известняки оказываются брекчированными, что завершает картину полной дезинтегрированности известнякового массива.

Брекчирование известняков в палеозойском массиве проявляется в двух формах: в виде секущих породу кальцитовых и пелитовых прожил-

ков, имеющих раздувы и сужения, пересекающихся с другими прожилками и обтекающих обломки, которые являются несмещенными остатками единого массива породы; и в форме образования известняковых брекчий — пород, в которых обломки повернуты друг относительно друга и которые по текстуре отличаются от осадочных брекчий лишь отсутствием слоистости. В зонах брекчирования как на границе между пластинами, так и внутри последних брекчированные известняки и известняковые брекчии непосредственно переходят одни в другие, не оставляя сомнения в тектонической природе этих брекчий.

Вместе с тем мне удалось пронаблюдать и переходы тектонических брекчий в осадочные слоистые породы, установив таким образом ряд: брекчированный известняк — тектоническая известняковая брекчия — осадочная известняковая брекчия. Мощность известняковых брекчий между пластинами обычно не превышает 3—5 м. Однако на северном склоне горы Яхташ видно, как эти брекчии в направлении от палеозойского массива в сторону третичных толщ значительно увеличиваются в мощности, в них появляется грубая слоистость, исчезает катаклазированность обломков и цемента, характерная для тектонических брекчий, и они непосредственно превращаются в слоистые известняковые брекчии, описанные в тавильдаринской свите. Такая же картина наблюдается и между второй и третьей пластинами. Здесь разделяющие их тектонические брекчии возрастают в мощности до 30 м, приобретают слоистость и переходят в осадочные брекчии, образующие линзу протяженностью около 1 км. На западном конце линзы осадочные брекчии вновь замещаются тектоническими, давая возможность обоим пластинам прийти в соприкосновение, а через 0,5 км опять раздуваются до 50—70 м, становятся четко слоистыми и непосредственно продолжают в поле развития тавильдаринской свиты.

Такие непосредственные переходы тектонических образований в слоистые осадочные: тектонических брекчий в осадочные, а тектонических покровов в известняковые прослои внутри осадочной толщи, — составляют специфику яхташских олистостромов.

Яхташские олистостромы — очень эффективный пример появления олистостромов в неогеновых отложениях Придарвазья. Однако этот пример не единичен. Олистостромовые горизонты внутри тавильдаринской, хингоуской и больджуанской свит обнаружены нами также в бассейне р. Сафетсанг близ перевала Хабурабат и на юге Дарвазского хребта близ горы Кухипир и кишлака Йол (рис. 1).

В районе р. Сафетсанг (рис. 1, 2) в 40 км севернее рассмотренного объекта известняковые брекчии с включенными в них «пластами» пермских известняков обнажаются в восточном крыле Дарваз-Каракульского разлома и, видимо, находятся на продолжении той же структуры, что и яхташские олистостромы. Здесь они образуют полого наклоненную на юго-восток моноклираль, с несогласием перекрытую конгломератами полизакской свиты. Моноклираль представляет собой крыло асимметричной синклинали, на юго-восточном борту которой обнажены лишь полизакские конгломераты, которые с резким несогласием ложатся на породы палеозойского фундамента. Очевидно, наблюдаемые олистостромы удалены от материнских пород на 4—5 км. Мощность олистостромовой толщи достигает почти 500 м, и, возможно, она включает не только тавильдаринские, но и каранакские образования.

По литологическим признакам брекчии Сафетсангской олистостромовой толщи сходны с яхташскими и отличаются от них лишь присутствием большого количества глинистых прослоев. Среди брекчий здесь залегают пять пластообразных олистолитов пермских известняков, протягивающихся на 1—1,5 км при мощности от 2—5 до 30—50 м. Подошва и кровля этих олистолитов параллельна напластованию брекчий, и они наряду с последними участвуют в приразломных крутых изгибах слоев. В по-

доше некоторых олистолитов обнаруживается тектоническая глинка, которая проникает и внутрь них, обволакивая округлые блоки известняка, покрытые штриховкой.

Сафетсангские олистостромы, как и яхташские, образуются перед уступом в пермских известняках, край которого фиксируется цепочкой известняковых «утесов», выступающих на перевале Хабурабат среди полизакских конгломератов. Сафетсангская олистостромовая толща с обломками и крупными олистолитами пермских известняков резко обрывается Дарваз-Каракульским разломом, в опущенном крыле которого выступают мезозойские образования. На контакте с ними образуются совершенно иные по составу обломков олистостромы, сложенные исключительно мезозойскими известняками.

Эти олистостромы, распространенные по берегам реки Зиддара (на рис. 1, 3), судя по положению в разрезе, также относятся к тавильдаринской свите (верхняя подсвита). В месте появления олистостромов мощность свиты резко сокращается перед выступом мезозойских пород, который, видимо, ограничивал область распространения тавильдаринских (а позже и каранакских) отложений. В этом районе еще В. И. Попов (1938), а позже В. А. Бабадаглы (1964) описывали веер несогласий между тавильдаринской, каранакской и полизакской свитами. Эти несогласия выглядят так же, как на р. Возгина (см. разрез 1—1 на рис. 4) и связаны с прислонением неогеновых толщ к мезозойскому основанию. В Зидда-Даринском районе также удается наблюдать непосредственные переходы от брекчированных известняков основания к зонам тектонических брекчий, а затем к известняковым брекчиям, сцементированным осадочным глинисто-карбонатным материалом и относящимся уже к тавильдаринской свите. Однако в отличие от Яхташского района все эти явления происходят в зонах крутых разломов. Между этими разломами выкальваются узкие клинья интенсивно раздробленных, давленных пород, образующих иногда бескорневые линзы, а иногда «выдавливающих» в виде небольших шарьяжей поверх крутостоящих пластин. Именно в этих шарьяжах и наблюдаются переходы к осадочным брекчиям.

В больджуанской и хингоуской свитах¹ нами также обнаружены тела грубых известняковых брекчий, переслаивающихся с нормальными конгломератами. По текстурным признакам они идентичны с зиддадаринскими олистостромами, залегающими внутри тавильдаринской свиты. Эти брекчии распространены близ кишлака Иол (рис. 1, 4) и в окрестностях горы Кухипир (рис. 1, 5). Они появляются в зонах резкого сокращения мощностей больджуанской и хингоуской свит близ их контакта с меловыми и палеогеновыми толщами. Как правило, в основании молассового комплекса здесь наблюдается стратиграфическое несогласие, обусловленное как исчезновением ряда горизонтов молассового комплекса, так и размывом верхних слоев палеогена. В местах, где происходило накопление олистостромов, мел-палеогеновый комплекс отделяется от молассового резким уступом, который в районе Иола обусловлен Каляндарунским разломом, а в окрестностях горы Кухипир — Хозретишинским. Около этих уступов породы домолассового комплекса нарушены разрывами, трещинами, сильно брекчированы. На горе Кухипир наблюдается многократное шарьирование одних пластин меловых и палеогеновых пород на другие. Известняки в этих пластинах сильнейшим образом брекчированы и на больших участках превращены в известняковые брекчии.

Таким образом, все изученные олистостромы в молассовых отложениях Придарвазья накапливались перед резкими уступами в дотретич-

¹ Больджуанская и хингоуская свиты являются нижними членами разреза молассового комплекса. По Я. Р. Меламеду (1966), больджуанская свита условно сопоставляется с нижним миоценом, хингоуская — со средним.

ном основании. Эти уступы определялись разломами, а породы палеозойского и мезозойского основания около них были нарушены многочисленными трещинами, разломами и зонами тектонических брекчий. С молодыми движениями по этим разломам в момент миоцен-плиоценового осадконакопления связано поступление в осадочную толщу больших масс известняковых брекчий и известняковых пластов — олистоплак. Яхташские олистостромы представляют пример широко распространенного в тавильдаринское и отчасти карнакское, больджуанское и хингуское время явления. В этом объекте удается наблюдать все переходы от тектонических пластин и разделяющих их тектонических брекчий к олистостромам, находящимся внутри осадочной толщи. Это обстоятельство позволяет установить теснейшую связь между тектоническими движениями и образованием олистостромов. Брекчирование и образование пластин внутри пермских известняков, движение этих пластин и брекчий, выход на поверхность у края области осадконакопления тавильдаринского и карнакского времени и захоронение в отложениях этих свит в виде правильных протяженных пластов, по-видимому, является закономерной цепью событий, характерных для образования Яхташской олистостромовой толщи.

Эти события находятся на грани тектонических движений и транспортировки обломочного материала по земной поверхности. Процессы разрушения, переноса и отложения обломков пород в олистостромах настолько тесно связаны, что разделить их невозможно. Определяющим моментом в появлении олистостромов в молассе является выведение на поверхность у края уступа глубоких частей тектонических пластин и разделяющих их брекчий. При этом, несомненно, какая-то часть пород, слагающих уступ, перемещается к его подножию в виде оползней, оторвавшихся от края допретичного массива. Именно так трактуют образование морских олистостромов их исследователи (Венео, 1956, Abbate a. o., 1970). Однако значительная часть олистостромов, обнаруженных внутри континентальных моласс, зарождается не на поверхности поднятий, а внутри слагающих их толщ, в зонах, где происходит тектоническое дробление пород, и имеет эндогенное происхождение. При этом брекчии, образовавшиеся в результате разрушения тектонического уступа, и брекчии, являющиеся результатом выноса эндогенного материала, морфологически неотличимы, так как по форме переноса и отложения и те и другие сходны с массовым потоком обломков, движущимся по склону под действием силы тяжести и ведущим себя как жидкое тело или вязкая масса (Hendry, 1972).

В заключение автор считает своим приятным долгом выразить благодарность А. В. Лукьянову и М. Г. Леонову, с которыми неоднократно обсуждались проблемы образования олистостромов, в том числе и описанных в данной статье.

Литература

- Бабадаглы В. А.* Литология кайнозойских моласс Придарвазья. Л., «Недра», 1964.
- Белостоцкий И. И.* Зоны меланжа и хаотических структур.— В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., «Недра», 1970.
- Брежнев В. Д., Некрасова Ж. А.* О верхнепалеозойских отложениях северного склона хр. Туругарт (Ю. Тянь-Шань).— В кн.: Вопросы геологии Средней Азии. Л., Тр. ВСЕГЕИ, 1970.
- Бурачек А. Р.* Третичные континентальные отложения Юго-Западного Таджикистана.— Труды Таджикской комплексной экспедиции 1932 г. вып. 4. Изд-во ОНТИ—Госхимиздат, 1934.
- Власов Н. Г.* Основные черты доюрской истории Юго-Западного Дарваза.— В сб.: Геология Средней Азии. Изд-во ЛГУ, 1961.
- Меламед Я. Р.* Типы разрезов и стратиграфии неогеновых отложений Южного Таджикистана.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1966, № 5.
- Леонов М. Г.* Верхнеэоценовый дикий флиш Южного склона Большого Кавказа и некоторых других районов Альпийской области. Автореф. канд. дис. М., Геологический ин-т АН СССР, 1972.

- Попов В. И.* История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд-во Комитета наук УзССР, Ташкент, 1938.
- Попов В. И.* Кайнозойские молассы Средней Азии и новейший орогенез.— В сб.: Гималайский и альпийский орогенез. М., «Недра», 1964.
- Раевский И. М.* Об олистолитах палеогеновых пород в верхнеплиоценовых отложениях Низменных Каракумов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 3.
- Смирнов Г. А., Ключина М. Л., Силантьев Е. В., Пумпянский А. М.* Фациальные особенности южного обрамления верхнефранского олистострома на восточном склоне Южного Урала.— Ежегодник Ин-та геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР, 1971. Свердловск, 1972.
- Солун В. И.* Некоторые вопросы стратиграфии третичных отложений Таджикской депрессии.— Уч. зап. ЛГУ. Сер. геол. наук., 1959, вып. 10.
- Чедия О. К.* Зоны четвертичной аккумуляции и новейшая тектоника Дарваза.— Тр. Тадж. ун-та, т. 2. Изд-во АН ТаджССР, Душанбе, 1957.
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P.* Olisthostromes and olistoliths.— *Sediments. Geol.*, 1970, No. 4.
- Beneo E.* Accumuli Terziari risedimentazione (olistostroma) nell Apennino centrale et franesttomarini.— *Bull. Serv. Geol. Italia*, 1956, v. 78.
- Flores G.* Discussion World Petrol Congr., 4th Rome, 1955.
- Görler K., Reutter K. J.* Entstehung und Merkmale der Olisthostrome.— *Geol. Rundschau.*, 1968, B. 57, No. 2.
- Hendri H. E.* Breccia depositid by mass flow in the Breccia Nappe of the French pre-Alps.— *Sedimentology*, 1972, v. 18.
- Hoedemaeker Ph. J.* Olisthostromes and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla (Prov. of Murcia, Spain) t. I, Text, t. II, Enclosures *Scripta Geologica*, 19, Rijksmuseum van geologie en mineralogie Leiden, 1973.
- Hsü K. J.* Melanges and their distinction from olisthostromes.— In: *Mod. and Ancient Geosynclinal Sedimentat. Proc. Symp.*, Madison, Wisc., 1972. Tulsa, Okla, 1974.
- Richter D.* Olisthostrom, Olistholit, Olisthothryma und Olisthoplaka als Merkmale von Gleitungs- und Resedimentationsvorgangen infolge synsedimentärer tektogenetischer Bewegungen in Geosynklinal bereichen.— *Neus Jahrb. Geol. und Paläontol. Abhandl.*, 1973, B. 43, No. 3.
- Richter D., Mariolakos I.* Olisthostrom, ein bisher nicht bekanntes tektosedimentologisches Phänomen in Flich-Ablagerungen Erläutert an Beispielen aus den Gavrovotripolies-Zonin Greichenland.— *Neus Jahrb. Geol. und Paläontol. Abhandl.*, 1973, 142, No. 2.
- Sotiriadis L.* Über festländische Olisthostrom in — N — Makedonien Greichenland.— *Neus Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 1973, No. 1.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
24 апреля 1974 г.

УДК 551.242

А. А. ГЕОДЕКЯН, Ю. М. БЕРЛИН, В. Л. ПИЛЯК,
В. Я. ТРОЦЮК, Г. Ф. УЛЬМИШЕК

К ПРОБЛЕМЕ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ДРЕВНИХ НЕКОМПЕНСИРОВАННЫХ ПРОГИБОВ

(на примере палеогена Среднего Каспия и его обрамлений)

Предлагается методика поэтапного изучения истории тектонического развития регионов, в которых прогибание земной коры не компенсировалось осадконакоплением. Как известно, в пределах таких областей традиционный метод тектонического анализа мощностей неприемлем, поскольку мощности отложений не отражают здесь амплитуду тектонического прогибания.

Задача палеотектонического анализа, как известно, состоит в том, чтобы выявить характер и особенности развития земной коры в различные этапы геологического прошлого. Основным способом решения этой задачи служит интерпретация карт мощностей, изучение фаций и формаций, характеризующих поэтапно историю формирования осадочного покрова. Исследование особенностей распространения фаций дает общий план распределения палеогеографических зон, связанных с положительными и отрицательными тектоническими элементами, а изменение мощностей позволяет количественно оценить масштаб и интенсивность движения верхних слоев литосферы. Палеотектонический анализ занимает важное место в комплексе работ, направленных на изучение закономерностей распространения полезных ископаемых, в том числе месторождений нефти и газа.

Анализ мощностей и фаций, а также формационного облика отложений в качестве метода изучения истории тектонических движений земной коры теоретически обоснован и разработан в трудах советских и зарубежных авторов (Бубнов, 1934; Белоусов, 1940, 1954, Хаин, 1954, 1964; Херасков, 1967; Шатский, 1960; Яншин, Гарецкий, 1960, и др.). Этот метод нашел широкое применение в практике исследований геологического строения различных районов мира. Вместе с тем в последнее время в литературе стали все чаще отмечаться трудности его применения во многих регионах. В первую очередь это касается таких участков земной коры, прогибание которых в отдельные этапы геологической истории не компенсировалось осадконакоплением. Если 20—25 лет назад некомпенсированное прогибание внутриматериковых участков земной коры рассматривалось как достаточно редкое явление, то в настоящее время это представление кардинально изменилось. Например, сейчас не вызывает сомнения, что некомпенсированное осадконакоплением прогибание дна древних морских бассейнов, существовавших на месте современных материков, свойственно в отдельные стадии развития различным частям геосинклинальных областей, включая краевые (передовые) прогибы. Более того, такое же развитие часто характерно для перикратонных прогибов молодых и древних платформ. Имеющиеся материалы свидетельствуют, что многие крупные впадины в структуре осадочного чехла, выполненные соленосными отложениями, в предшест-

вующий соленакоплению этап геологической истории также испытывали погружение, скорость которого намного превосходила скорость накопления осадков. Примечательно, что в современную эпоху глубоководные внутриконтинентальные моря котловинного типа, такие, как Черное, Средиземное, Южный Каспий и некоторые другие, соседствуют с крупными горными массивами, несмотря на то, что эти массивы поставляют колоссальное количество обломочного материала. Вероятно, что и в прошлые эпохи при менее интенсивном сносе терригенного материала не компенсированные осадконакоплением впадины были еще более распространены в пределах всех материков.

Широкое распространение древних впадин, не компенсированных осадконакоплением, делает необходимым разработку применительно к ним специальной методики палеотектонического анализа.

В таких палеовпадинах мощность накапливающихся в них отложений оказывается значительно меньше амплитуды тектонического прогибания земной коры, происшедшего за время осадконакопления. Следовательно, для того чтобы определить амплитуду прогибания впадины, к мощности отложений глубоководной ее зоны следует прибавить глубину древнего морского бассейна. Однако установление глубины палеоводоемов часто представляет одну из самых трудных геологических задач. Достаточно, например, отметить, что глубина бассейна конца эоцена на западном обрамлении Каспия в пределах Восточного Предкавказья оценивалась от максимум первых десятков метров (Польстер и др., 1972) до примерно 1 км (Бурштар и др., 1969).

В настоящее время используется несколько способов определения глубины древних водоемов. Одним из них является изучение литологического состава, структуры и текстуры осадочных образований. Но в качестве относительно надежных индикаторов глубины бассейна могут рассматриваться лишь очень немногие осадочные породы заведомо мелководного генезиса. О глубине бассейна осадконакопления чаще всего судят по характеру ископаемой фауны. Так, находки светящихся рыб в майкопских и среднемиоценовых отложениях в ряде районов юга СССР (Данильченко, 1946) дают основание предполагать значительную, порядка нескольких сотен метров, глубину моря, где они обитали. Но, как правило, использование палеонтологических данных позволяет лишь очень приблизительно судить о глубине палеоморей. В некоторых случаях правильной оценке морфологии дна древнего моря помогают находки глыбовых ископаемых включений. Зная примерное состояние, на которое они могли переместиться от места своего первичного залегания, и минимальный угол наклона дна, допускающий подобное перемещение, определяется минимально возможная глубина бассейна. Более надежна количественная реконструкция палеорельефа дна, получаемая при сопоставлении мощности отложений центральной части некомпенсированной впадины с мощностью толщи, накопившейся в течение того же времени в смежных с нею районах, где погружение компенсировалось осадконакоплением (Яншин, Гарецкий, 1960). Например, сопоставив мощность палеоцен-эоценового комплекса Восточного Предкавказья (100—150 м) с мощностью этих отложений Центрального Предкавказья (800 м), можно утверждать, что глубина эоценового бассейна была не меньше 650—700 м. Такой способ, однако, применим только для просто построенных бассейнов, в которых амплитуды прогибания участков, компенсированных и не компенсированных осадконакоплением, были равными или весьма близкими по своим значениям. В общем же случае амплитуда тектонических движений на обрамляющих впадину участках и в ее центральной области не может быть одинакова, и поэтому глубина палеоморя, рассчитанная по разрезу борта впадины, будет заведомо заниженной.

Таким образом, существующие способы оценки глубины древних бассейнов имеют ограниченное применение и не столь надежны, чтобы

их использовать для палеотектонических реконструкций. Остается искать возможность устанавливать величину прогибания некомпенсированных палеодепрессий, не прибегая к прямому определению глубины древнего моря.

Такая возможность возникает, если рассмотреть соотношение в геологическом разрезе парных толщ, одна из которых соответствует этапу некомпенсированного прогибания, а другая — этапу последующего выравнивания. Очевидно, что мощность толщи, накопившейся в процессе выравнивания предшествовавшей глубоководной депрессии, отражает не только амплитуду конседиментационного прогибания, но также и масштаб аккумуляции при заполнении палеовпадины и нивелировании субаквального рельефа. Поэтому эту вышележащую в разрезе толщу удобно именовать «толщей заполнения», а подстилающие ее относительно глубоководные отложения — «толщей некомпенсации» (Грачевский и др., 1969). Например, мощность отложений апшеронского яруса, заполнивших в Южном Каспии впадину конца акчагыльского века, отражает сумму амплитуды тектонического прогибания апшеронского времени и глубину бассейна к концу акчагыльского века. То же самое относится к отложениям майкопской серии западного обрамления Каспия, выполняющим глубоководную впадину конца эоцена. В аналогичных соотношениях с подстилающими отложениями находится кунгурская соленосная толща, распространенная в северной части Каспийского моря и на его северном обрамлении (Яншин, Гарецкий, 1960; Грачевский, Ульмишек, 1966).

Важно подчеркнуть, что амплитуда прогибания за весь период накопления таких парных толщ, соответствующих стадиям образования и заполнения палеовпадины, легко может быть установлена по их общей мощности. Следовательно, чтобы подойти к решению поставленной задачи, необходимо эти значения суммарной мощности парных толщ разделить на части, пропорциональные амплитудам прогибания в течение каждой стадии. Для этого следует рассмотреть соотношение мощностей стратиграфических аналогов толщи некомпенсации и толщи заполнения в мелководных разрезах, расположенных по обрамлению глубоководной впадины. Очевидно, что эти мощности отражают амплитуды тектонического прогибания на протяжении каждого из рассматриваемых этапов осадконакопления.

В соответствии с вышесказанным предлагается следующая методика восстановления амплитуд тектонического прогибания в некомпенсированных палеодепрессиях.

1. В качестве первого шага строится карта суммарной мощности обеих толщ, связанных с формированием и заполнением глубоководной палеовпадины — толщи некомпенсации и толщи заполнения. Во избежание ошибки следует обратить особое внимание на то, чтобы весь выбранный комплекс подстилался и перекрывался несомненно мелководными отложениями (или поверхностями региональных перерывов в осадконакоплении).

2. В стратиграфических аналогах этих парных толщ на обрамлении палеодепрессии выбирается ряд по возможности наиболее полных разрезов (или групп разрезов), представленных мелководными отложениями, формировавшимися в условиях компенсированного осадконакопления. Последнее может подтверждаться фаціальным составом отложений и в особенности характером фаунистических ассоциаций, наличием внутрiformационных несогласий и прослоев заведомо мелководных или континентальных образований и т. д. В каждом из выбранных разрезов подсчитывается количественное соотношение мощностей нижней и верхней толщ, стратиграфически соответствующих толщам некомпенсации и заполнения в палеодепрессии. Полученные таким образом величины отражают соотношение амплитуд тектонического погружения.

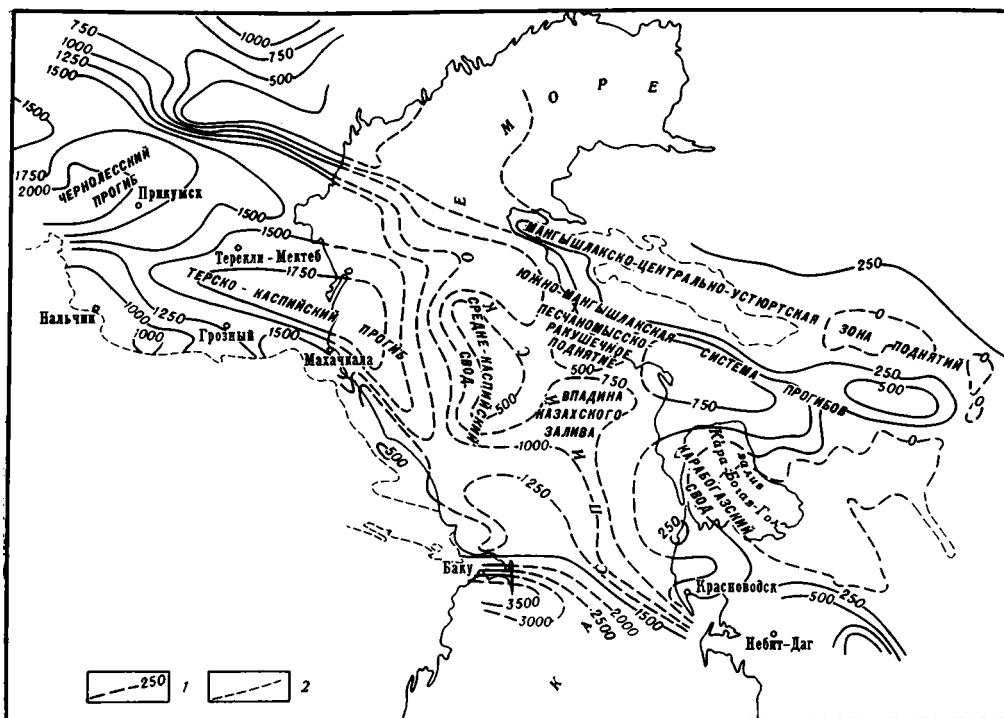


Рис. 1. Карта суммарной мощности палеоцен-эоценовых и олигоцен-нижнемиоценовых отложений. 1 — изопакеты, 2 — граница современного распространения отложений

Далее осуществляется их экстраполяция на внутренние части палеодепрессии с помощью составления вспомогательной схемы, изолинии которой показывают равные отношения амплитуд прогибания за отрезки геологического времени, соответствующие накоплению двух выбранных толщ. Такая экстраполяция правомерна, поскольку соотношение амплитуд прогибания (но не абсолютные значения этих амплитуд) отражает общий стиль тектонических движений в пределах крупных структур, а закономерная унаследованность тектонического развития на платформах обуславливает относительную устойчивость этой величины.

3. На основе использования карты суммарных мощностей и схемы соотношения амплитуд по различным районам исследуемой области рассчитываются амплитуды тектонических движений отдельно для этапов накопления толщи некомпенсации и толщи заполнения. Точки, по которым произведены эти расчеты, служат исходной фактической основой для составления итоговых палеотектонических карт каждого этапа.

В качестве примера применения подобной методики палеотектонического анализа разберем историю развития Среднего Каспия и его обрамления в палеоген-раннемиоценовое время.

В палеогене и раннем миоцене эта территория испытала интенсивное прогибание, сопровождавшееся накоплением мощной толщи осадков. По мощностям отложений этого возраста здесь можно выделить следующие крупные палеоструктурные элементы: Ставропольский свод, Чернолесский и Терско-Каспийский прогибы, Прикумский вал, Среднекаспийский свод, Песчаномыско-Ракушечное поднятие, впадину Казахского залива, Мангышлакско-Центрально-Устюртскую зону поднятий, Южно-Мангышлакскую систему прогибов, Карабогазский свод (рис. 1). По характеру строения комплекс палеоген-раннемиоценовых отложений отчетливо подразделяется на две толщи: верхнюю, соответствующую

отложениям майкопской серии (олигоцен — ранний миоцен), и нижнюю, включающую образования палеоцена и эоцена.

Отложения майкопской серии имеют обычное для внутриматериковых областей прогибания земной коры распределение мощностей — в областях наибольшего погружения они увеличены и уменьшены на структурных элементах, амплитуда прогибания которых была относительно небольшой. Палеоцен-эоценовая толща отличается принципиально другим планом распределения мощностей: максимальные мощности наблюдаются на склонах обрамляющих поднятий, а минимальные — в пределах внутренних районов этой области прогибания.

Особенности распределения мощностей нижней толщи на восточном и западном берегах Каспийского моря различны. На востоке, на склонах Южно-Мангышлакской системы прогибов по отношению к наиболее погруженным их частям наблюдается незначительное увеличение мощности палеоцен-эоценовых отложений. На Ставропольском же поднятии, обрамляющем Среднекаспийский бассейн с запада, мощность этих отложений в 5—7 раз больше, чем во внутренних областях Терско-Кумского прогиба. Поэтому, выясняя особенности геологического развития изучаемой территории в палеогеновый период, необходимо прежде всего рассмотреть соотношение тектонических движений и условий осадконакопления в регионе, обрамляющем Каспийское море с запада.

Ряд геологов, изучавших палеогеографическую обстановку палеоцен-эоценового времени в Восточном Предкавказье, отмечали относительно глубоководный характер образований данного комплекса (Бурштар и др., 1962; Жижченко, 1964; Шуцкая, 1970). На это указывает развитие на Ставропольском своде сравнительно грубообломочных отложений с разнообразным, преимущественно бентонным, комплексом фауны и тонкий глинисто-карбонатный состав одновозрастной толщи с почти исключительно планктонной фаунистической ассоциацией в районах к востоку и юго-востоку от свода. Существование палеодепрессии подтверждается дельтообразными напластованиями в низах вышележащей майкопской серии (Бурштар, Швембергер, 1970), отражающими этап заполнения осадками относительно глубоководной впадины. Таким образом, можно утверждать, что в Восточном Предкавказье прогибание в палеоцен-эоценовое время не компенсировалось осадконакоплением. Следовательно, уменьшение мощности палеоцен-эоценового комплекса пород от 800—900 м на Ставропольском своде до 100—150 м в регионе, расположенном между ним и побережьем Каспийского моря, определяется исключительно палеогеоморфологической обстановкой седиментации. Совершенно очевидно, что в подобной ситуации неприемлем обычно практикуемый при палеотектоническом анализе способ прямой корреляции мощностей и амплитуд тектонического прогибания земной коры. Между тем многие геологи повышенные мощности отложений на Ставропольском своде объясняли более высокими темпами его прогибания по отношению к расположенным восточнее районам (Сомов, 1960; Польстер и др., 1972). При этом ими отмечалось, что на рубеже мелового и палеогенового периодов здесь произошла резкая смена направленности тектонических движений: на месте Ставропольского свода в палеоцен-эоценовое время формировалась впадина, а в олигоцене вновь возникло сводовое поднятие.

Вещественный состав и история накопления палеоцен-эоценового и майкопского комплексов позволяют рассматривать первый в качестве толщи некомпенсации, а второй как толщу заполнения. Такое деление, правда, в какой-то мере условно, поскольку заполнение происходило постепенно от краев впадины к ее центру, и, например, хадумский горизонт можно было бы в бортовых частях относить к толще заполнения, а в центральных — к толще некомпенсации. Мощность нижней толщи

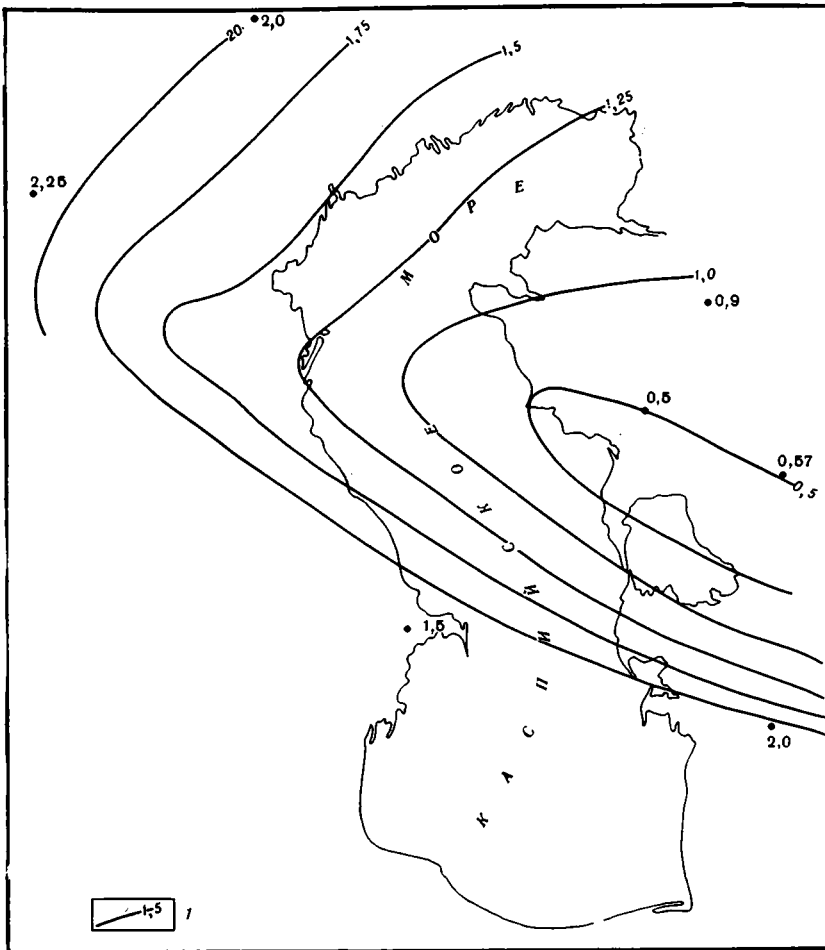


Рис. 2. Схема равных отношений амплитуд тектонического прогибания на палеоцен-эоценовое и олигоцен-нижнеэоценовое время. 1 — изолинии равных отношений амплитуд прогибания

меньше, а верхней больше амплитуды прогибания на величину глубины бассейна, существовавшего в конце эоцена. Суммарная мощность обеих толщ, как уже говорилось, отражает амплитуду тектонических движений за весь палеоген-раннемиоценовый этап.

На рис. 2 показана схема равных отношений амплитуд тектонического прогибания за палеоцен-эоценовый и олигоцен-раннемиоценовый этапы, построенная на основании экстраполяции отношений мощностей этих толщ на бортах впадины в ее центральные области. Используя эту схему и карту суммарных мощностей обеих толщ, нетрудно рассчитать амплитуды тектонического прогибания отдельно за палеоцен-эоценовое и олигоцен-раннемиоценовое время (рис. 3, 4). Изолинии построенных карт, представляющие собой линии равных амплитуд тектонического прогибания, могут быть названы «изотектами».

Рассмотрение карт изотект позволяет высказать ряд новых взглядов на историю тектонических движений рассматриваемого региона.

1. Амплитуда прогибания Ставропольского свода в палеоцен-эоценовый этап была меньше амплитуды прогибания более восточных районов Предкавказья: менее 900 м на своде и 1000—1250 м в Терско-Каспийском и Чернолесском прогибах. Другими словами, сводовое поднятие на месте Ставрополя существовало в раннем и среднем палеогене, хотя

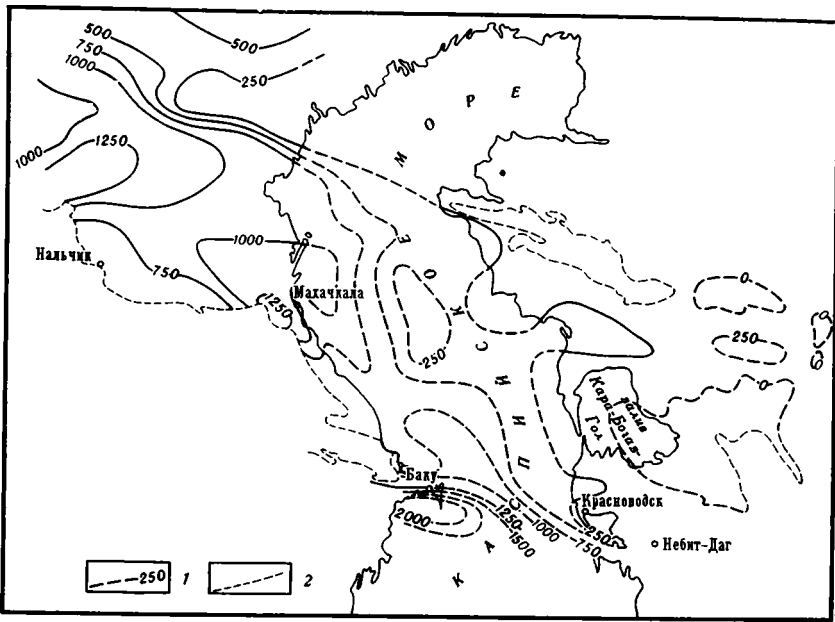


Рис. 3. Карта изотект палеоцен-эоценового времени. 1 — изотекты, 2 — граница современного распространения отложений

было выражено слабее по сравнению с предшествующим и последующим этапами геологической истории.

2. Контрастность тектонических движений в олигоцен-раннемиоценовый этап на изучаемой территории была значительно меньшей, чем может быть определено, исходя из традиционно принятой прямой корреляции мощностей майкопской серии с соответствующими амплитудами погружений. Так, разница в амплитудах прогибания Ставропольского свода и Прикумского вала составляет 100 м, в то время как разница мощностей равна 1100 м (рис. 4).

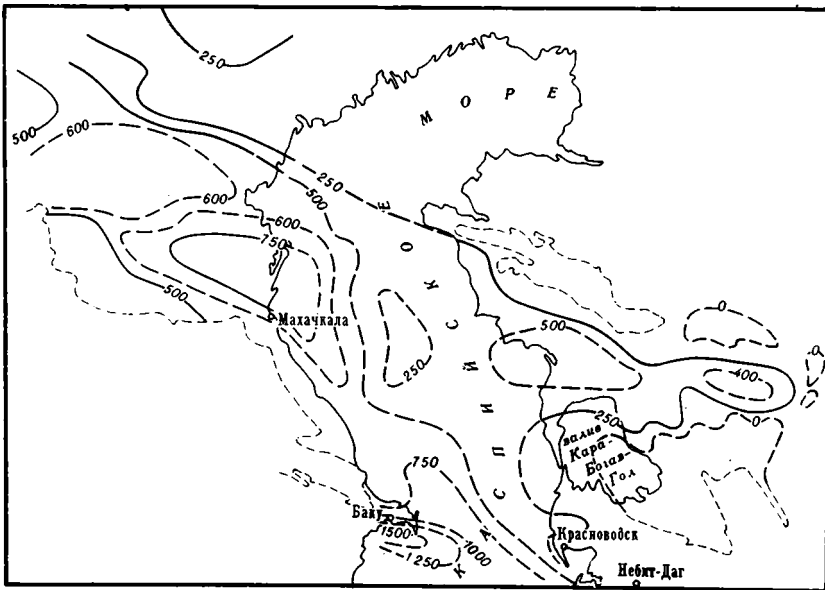


Рис. 4. Карта изотект олигоцен-раннемиоценового времени. Условные обозначения см. на рис. 3

3. Область современного Предкавказского краевого прогиба уже в палеоцен-эоценовое время испытала интенсивное погружение амплитудой не менее 750—1000 м. Следовательно, восточная часть прогиба зародилась не в олигоценное время, как это принято считать, а значительно раньше. Прогиб, выполненный майкопской толщей, унаследовал крупную депрессию, существовавшую к северо-востоку от Большого Кавказа в раннем и среднем палеогене. Причем амплитуда прогибания краевого прогиба в олигоцене — раннем миоцене (около 750 м) была меньше, чем в палеоцен-эоценовый этап (более 1000 м).

Таким образом, палеотектонический анализ на основе предлагаемой методики позволяет установить, что западная часть рассматриваемой территории в палеогеновый период развивалась унаследованно. Как и в другие этапы кайнозойской и мезозойской эр, здесь существовал относительно приподнятый Ставропольский свод и более погруженный участок земной коры на месте современного Терско-Кумского прогиба. Унаследованностью развития характеризовалась также история формирования всех крупных структурных элементов восточного обрамления Каспийского моря. При этом наибольшим по интенсивности погружением здесь были охвачены центральные части системы Южно-Мангыш-лакских прогибов (рис. 3, 4). Некоторое уменьшение мощности палеоцен-эоценовых отложений в их пределах было связано с недостаточной компенсацией погружения накоплением осадков. В целом же в сравнении с западным обрамлением Каспия интенсивность развития структурных элементов в Закаспии была ниже, а степень компенсации выше.

Сравнение карт изотект палеогеновых отложений со структурными картами поверхности фундамента и нижних комплексов осадочного чехла показывает, что как на западном, так и на восточном берегах Каспийского моря зоны наибольшего палеогенового прогибания приурочены к отрицательным структурным элементам складчатого основания. Это обстоятельство, а также закономерная связь области максимального размаха тектонических движений с геосинклиналью Большого Кавказа позволяет представить строение палеогенового комплекса отложений под дном Каспийского моря, где по геофизическим данным выявлены основные структурные особенности фундамента и меловых отложений (Маловицкий, 1967). Здесь по картам изотект можно наметить Терско-Каспийский прогиб, Среднекаспийский свод, Сегендыкскую впадину, впадину Казахского залива и Песчаномысское поднятие. Наибольший градиент в амплитудах тектонических движений, по-видимому, приурочен к зоне сочленения эпигерцинской платформы с альпийским складчатым поясом, проходящей по западному склону Среднекаспийского свода.

Предложенную методику анализа геологической истории можно применять и для других некомпенсированных прогибов древних седиментационных бассейнов. Так же как и при любых других геологических построениях, достоверность карт изотект зависит от количества используемых данных. В рассматриваемой методике исходными фактическими данными, ответственными за качество выполненного анализа, являются мощности парных толщ в разрезах, расположенных в краевых зонах бассейна, где осадконакопление полностью компенсировало тектонические движения. Нужно сказать, что в рассмотренном регионе Среднего Каспия и его обрамления палеотектоническая реконструкция наиболее приближительна и наименее достоверна для района Терско-Каспийского прогиба. Это обусловлено полным отсутствием краевых шельфовых разрезов на всем протяжении северного склона Большого Кавказа, где соответствующие отложения мелководной зоны моря размыты. За основу восстановления амплитуд погружения здесь приняты соотношения мощностей палеоцен-эоценового и олигоцен-раннемиоценового комплексов в Западном Копетдаге, по-видимому, характеризовавшимся на данном этапе близким стилем тектонических движений.

В заключение следует отметить, что хотя предлагаемая методика в определенной мере усложняет весь комплекс исследований, но, по мнению авторов, именно подобный, более углубленный подход позволит расширить рамки применимости метода палеотектонического анализа мощностей и может способствовать существенному пополнению наших знаний о геологической истории земной коры во многих регионах.

Литература

- Белоусов В. В.* Мощность отложений как выражение режима колебательных движений земной коры.— Сов. геология, 1940, № 2—3.
- Бубнов С. Н.* Основные проблемы геологии. М.— Л.— Новосибирск, ОНТИ, 1934.
- Буриштар М. С., Швембергер Ю. Н.* Палеоценовые отложения Прикумского района Восточного Предкавказья.— Докл. АН СССР, 1962, т. 145, № 3.
- Буриштар М. С., Арбатов А. А., Банковский С. Ю. и др.* Стратиграфия, тектоника и нефтегазоносность Северного Кавказа и Крыма.— Тр. ВНИГНИ, 1969, вып. 71.
- Буриштар М. С., Швембергер Ю. Н.* Отложения майкопской серии Восточного Предкавказья — возможный резерв открытия новых месторождений.— В кн.: Некоторые проблемы нефтяной геологии Северного Кавказа. Тр. ВНИГНИ, вып. 100, «Недра», 1970.
- Грачевский М. М., Ульмишек Г. Ф.* Депрессионные циклы. Информационное сообщение. Сер. геол. месторожд. полезн. ископ., регион. геол., вып. 2, ОНТИ ВИЭМС, 1966.
- Грачевский М. М., Берлин Ю. М., Дубовской И. Т., Ульмишек Г. Ф.* Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа. «Недра», 1969.
- Данильченко П. Г.* Светящиеся рыбы семейства Gonostomidae из третичных отложений Кавказа и Крыма.— Изв. АН СССР, Сер. биол., 1946, № 6.
- Жижченко Б. П.* Стратиграфия верхнеэоценовых и олигоценых отложений Северного Кавказа и смежных областей.— Сов. геология, 1964, № 3.
- Маловицкий Я. П.* Перспективы нефтегазоносности акватории Каспийского моря. ВНИИОЭНГ, М., 1967.
- Польстер Л. А., Висковский Ю. А., Левин А. И., Несмеянов Д. В.* Среднекаспийский нефтегазоносный бассейн.— Тр. НИЛЗарубежгеологии, вып. 23. «Недра», 1972.
- Сомов В. Д.* К вопросу о геотектоническом режиме Восточного Предкавказья в палеогеновое время.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность Северного Предкавказья. Тр. ВНИГНИ, вып. 32. «Недра», 1960.
- Хаин В. Е.* Общая геотектоника. «Недра», 1964.
- Хаин В. Е.* Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтеиздат, 1954.
- Херасков Н. П.* Тектоника и формации. Избранные труды. «Наука», 1967.
- Шатский Н. С.* Парагенезис осадочных и вулканогенных пород и формаций.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5.
- Шуцкая Е. К.* Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии.— Тр. ВНИГНИ, вып. 70. «Недра», 1970.
- Янишин А. Л., Гарецкий Р. Г.* Тектонический анализ мощностей. В кн.: Методы изучения тектонических структур, вып. 1. Изд-во АН СССР, 1960.

Институт океанологии им. П. П. Ширшова
АН СССР

Статья поступила
30 января 1974 г.

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.243

И. В. АРХИПОВ, К. А. КЛИТИН, А. Е. ШЛЕЗИНГЕР,
А. Л. ЯНШИН

**ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ
ОБЗОРНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ**
(рецензия на монографию Т. Н. Спижарского
«Обзорные тектонические карты СССР»¹)

Составление тектонических карт представляет собой не только изображение и показ определенным способом различных геологических структур, но является одним из важнейших средств обобщения наших знаний о закономерностях строения и развития земной коры. Вместе с тем оно позволяет проверять на большом фактическом материале правильность высказываемых в этой области концепций и гипотез. Особенно это относится к обзорным тектоническим картам, способным синтезировать громадный объем геолого-геофизических данных по крупным участкам земной коры, дающим возможность выявлять общие и главные закономерности их структуры и истории формирования.

Нет необходимости доказывать значение методической основы, на которой проводится работа по составлению тектонических карт разного масштаба, и в особенности карт обзорных. Ее выбор и обоснование представляет собой несомненно, один из наиболее важных этапов картосоставительской работы. Вполне понятен поэтому тот неизменный интерес, который вызывают все новые методики составления тектонических карт или попытки их дальнейшего совершенствования и развития.

Одной из таких попыток следует считать многолетнюю работу Т. Н. Спижарского по составлению тектонических карт СССР масштаба 1:2 500 000 и 1:7 500 000², итогом которой явилась рассматриваемая монография. При составлении этих карт, в котором участвовал крупный коллектив геологов (в основном сотрудников ВСЕГЕИ), ее главному редактору, естественно, пришлось определить свое отношение ко многим актуальным вопросам как региональной, так и теоретической тектоники.

Известно, что составители тектонических карт, в основу которых положено районирование по возрасту складчатости, стремились в строении и истории развития разных частей земной коры найти наиболее общие закономерности. Т. Н. Спижарский, наоборот, основное внимание обращает на индивидуальные особенности регионов. Он пришел к выводу, что земная кора состоит из крупных блоков, каждый из которых обладает только ему присущими особенностями строения и истории раз-

¹ Спижарский Т. Н. Обзорные тектонические карты СССР. Л. «Недра», 1973.

² Тектоническая карта СССР масштаба 1:2 500 000. Гл. ред. Т. Н. Спижарский. Изд-во ГУГК Министерства геологии СССР, 1966. Тектоническая карта СССР масштаба 1:7 500 000. Гл. ред. Т. Н. Спижарский. Изд-во ВАГТ Министерства геологии СССР, 1967.

вития. Подобная неоднородность или геологическая анизотропность, по мнению Т. Н. Спизарского, обусловлена первичной неоднородностью вещества Земли, возникшей еще на ее космической стадии развития.

Предлагая и применяя новую методiku тектонического районирования, Т. Н. Спизарский в то же время подвергает резкой критике тектонические карты, составленные на основе определения возраста складчатости. Он в общем правильно обратил внимание на определенные недостатки этого метода (неоднократно отмечаемые и самими авторами критикуемых карт). Однако принципы, разрабатываемые Т. Н. Спизарским, и полное отрицание возможности применения районирования по возрасту складчатости вызывают серьезные возражения и замечания.

Монография Т. Н. Спизарского посвящена по существу разбору и методическим принципам составления только двух, названных выше, тектонических карт СССР под его редакцией. Следовательно, название работы не отражает полностью ее содержания.

Тектоническое районирование Т. Н. Спизарский предлагает проводить при помощи структурного анализа. Под ним он понимает выделение в земной коре регионов, характеризующихся «определенной структурой». Последнюю, как справедливо отмечает Т. Н. Спизарский, создают различные тектонические режимы, по особенностям которых им и проводится тектоническое районирование. Однако, поскольку структурный анализ в общепринятом его понимании включает в себя изучение условий залегания горных пород, название метода тектонического районирования, предлагаемого Т. Н. Спизарским, строго говоря, не соответствует его содержанию.

Т. Н. Спизарский считает, что тектоническое районирование должно основываться на режимах, которые проявляются в современную эпоху, так как именно ими создается облик выделяемых структурных регионов. Наиболее крупными региональными подразделениями земной коры, по его мнению, следует считать: 1) регионы с океанической (базальтовой) корой, 2) регионы с геосинклинальной корой и 3) регионы с корой континентального типа. Необходимо отметить, что обоснования выделения регионов с корой геосинклинального типа Т. Н. Спизарским не приведено. Область кайнозойской (Тихоокеанской) складчатости по периферии Тихого океана, которую он относит к коре геосинклинального типа, имеет промежуточный характер по отношению к океанической и континентальной типам коры. Однако к этому же типу коры Т. Н. Спизарский относит горные сооружения Карпат, Крыма, Кавказа, Копедага и Памира, хотя хорошо известно, что в их пределах поверхность Мохоровичича погружена на большую глубину, а «гранитный» и «базальтовый» слои имеют мощности в десятки километров, т. е. они имеют типичную континентальную кору.

Большую часть анализируемой Т. Н. Спизарским территории занимают структуры с континентальной корой. Согласно его принципам районирования по последнему тектоническому режиму, регионы с континентальным типом коры подразделяются на орогенные, койлогенные и платформенные структуры, поскольку геосинклинальное развитие в них уже давно прекратилось. Однако этот свой принцип Т. Н. Спизарский выдерживает только для территорий Восточно-Европейской и Сибирской платформ, в пределах которых выходы геосинклинальных образований он выделяет в качестве складчатых систем фундамента. На остальной территории с континентальным типом коры складчатые геосинклинальные образования палеозоя и мезозоя, обнажающиеся на поверхности, им разделены на несколько обособленных регионов (Уральский, Алтай-Саянский, Казахстанский и т. д.), испытавших в прошлом различные геосинклинальные режимы (фемический, салическо-фемический и т. д.). Однако такое тектоническое районирование противоречит принципам самого автора. Уральский, Алтай-Саянский,

Казахстанский и др. выделенные им регионы в настоящее время не представляют по своему тектоническому режиму складчатые геосинклинальные системы и с позиций Т. Н. Спижарского являются регионами орогенного режима. Но тогда остаются непонятными принципы их разделения, так как орогенный режим в отличие от геосинклинальных режимов не подразделяется им на составные части. С другой стороны, если на картах выделены различные палеозойские и мезозойские складчатые системы, то почему в складчатые же системы не объединены докембрийские геосинклинальные образования Балтийского, Украинского, Алданского щитов и Анабарского массива? И наконец, если в пределах регионов орогенного режима показаны структурные элементы предыдущего геосинклинального режима, то почему этот режим не нашел отражения, хотя бы в легендах, для структурных регионов койлогенного и платформенного типов?

Районирование, проведенное на тектонических картах СССР масштабов 1 : 7 500 000 и 1 : 2 500 000, строго говоря, не отвечает тем принципам, которые Т. Н. Спижарский формулирует в своей монографии. По существу на этих картах земная кора территории Советского Союза разделена на два основных типа структурных регионов: разновозрастные фанерозойские складчатые геосинклинальные системы и разновозрастные чехлы платформ, причем на древних (докембрийских) платформах специально выделены площади выходов складчатого фундамента. В первом из этих типов по характеру геосинклинального режима выделяются четыре категории регионов: с фемическим, салическо-фемическим, фемическо-салическим и салическим развитием. Однако к некоторым из этих категорий геосинклинального режима отнесено по несколько структурных регионов. Например, салическо-фемическое развитие объединяет Алтае-Саянский, Казахстанский, Байкальский, Монгольский и Сихотэ-Алиньский регионы. Принципы, по которым произведено выделение названных регионов, остались Т. Н. Спижарским практически не разъясненными. А ведь во многих случаях эти регионы непосредственно граничат друг с другом, и следовало бы обосновать проведение границ между ними. По-видимому, для их разделения использовался анализ структурных комплексов и ярусов слагающих их пород и время прекращения геосинклинального развития (возраст главной и заключительной складчатости). Но как же тогда совместить это с той суровой критикой, которой подвергся в работе принцип тектонического районирования по возрасту складчатости? С другой стороны, столь различные по строению и развитию горные системы, как Карпаты, Горный Крым, Большой Кавказ, Рионская и Куринская впадины, Малый Кавказ, Копетдаг, Западно-Туркменская низменность и Памир, почему-то не выделены как отдельные структурные регионы и показаны на картах в единой гамме цветов с практически одинаковыми структурными комплексами и ярусами «альпийской геосинклинальной области».

Территории, покрытые платформенным чехлом, в зависимости от возраста фундамента делятся на койлогенные области (с послекарельским фундаментом) и континентальные платформы (с добайкальским фундаментом). Здесь, так же как и при районировании складчатых геосинклинальных систем, более дробные структурные единицы остались практически не обоснованными. Действительно, почему Скифская и Туранская плиты объединены в один регион и противопоставлены Западно-Сибирскому региону (переименованному по каким-то непонятным причинам в Обский). Кстати, разделены они в районе Тургайского прогиба частями Уральской и Казахстанской складчатых геосинклинальных систем. Но ведь здесь развит меловой и третичный чехол, который, исходя из принципов карты, не должен сниматься. А если здесь чехол не показан, то почему он не снят на других участках молодых плит? Для этого в настоящее время имеется достаточно надеж-

ный буровой и геофизический материал. Аналогичный вопрос можно задать Т. Н. Спизарскому и в отношении Сибирской и Русской (правильнее ее называть Восточно-Европейской) платформ: выделены ли они в качестве самостоятельных регионов в связи с их территориальной разобщенностью или по каким-то генетическим признакам?

Значительное место в монографии Т. Н. Спизарского занимают тектонические режимы. Он совершенно справедливо определяет их как совокупность тектонических движений, проявляющихся во взаимодействии с другими геологическими процессами на определенном участке земной коры в определенный отрезок времени. Под воздействием этих движений формируются все особенности тектонического региона, в частности свойственная ему структура. Но как же расшифровываются тектонические движения земной коры в геологическом прошлом? Их реконструкция практически возможна лишь методами формационного анализа в широком его понимании и структурного анализа. Вещественный состав горных пород, их мощность и градиенты мощностей, магматические проявления и условия залегания слоев позволяют восстановить характер тектонических движений. Причем формационный анализ является ведущим в расшифровке движений, создающих тектонические режимы, а анализ деформаций имеет подчиненное значение. Следовательно, критикуя формационный метод, Т. Н. Спизарский тем самым практически закрывает перед собой путь конкретного изучения прошлых движений земной коры, а вместе с ними и тектонических режимов.

С точки зрения Т. Н. Спизарского объяснить особенности строения всех регионов земной коры СССР двумя типами режимов (геосинклинальным и платформенным) невозможно. Это заставляет его выделять по крайней мере три группы тектонических режимов: континентальную, геосинклинальную и океаническую. Но при таком подходе Т. Н. Спизарский приходит в противоречие с его собственным определением тектонического режима как функции движений земной коры. Из этого определения следует, что тектонические режимы создают сами движения. Следовательно, разделение тектонических режимов по типам строения земной коры неправомерно.

Континентальная и геосинклинальная группы тектонических режимов объединяют по несколько самостоятельных режимов. Причем наибольшую дробность имеет геосинклинальная группа, в которой намечается шесть различных тектонических режимов. Какие же геологические параметры положены в основу их выделения? Тщательное изучение текста монографии убеждает нас в отсутствии конкретной характеристики этих, якобы особых, тектонических режимов. Все основано исключительно на умозаключениях и логических построениях. Схема тектонических режимов Т. Н. Спизарского оторвана от реального геологического содержания, что находит отражение и в построении книги: вначале рассматриваются тектонические режимы, а уже затем описываются региональные тектонические подразделения, т. е. автор идет от абстракции к конкретному, а не наоборот.

Для примера рассмотрим фемический геосинклинальный режим. Он возник, по данным Т. Н. Спизарского, вследствие дифференциации вещества в верхней мантии и коре. Для этого режима характерны резко контрастные вертикальные движения и интенсивные процессы складчатости и надвигообразования, на чем практически и заканчивается весь его разбор. Характеристика этого режима занимает всего 24 строчки на странице 106. Не большую обоснованность имеют и другие тектонические режимы, выделенные автором. А ведь учение о тектонических режимах составляет фундаментальную основу геотектоники. Спрашивается: можно ли по подобным критериям уверенно выделить при анализе конкретных разрезов земной коры устанавливаемые Т. Н. Спизар-

ским тектонические режимы? Ответ может быть дан только отрицательный. А если это так, то структурный анализ в понимании автора не может быть применен как метод для объективного раскрытия особенностей строения и развития земной коры. Нет сомнений, что, основываясь на нем, разные исследователи при одном и том же фактическом материале проведут различное районирование.

Т. Н. Спизарский подвергает справедливой критике циклическое развитие земной коры. Он несомненно прав, поддерживая сторонников ее стадийного и направленного развития. В то же время автор монографии явно недооценивает значения показа истории развития структур при составлении тектонических карт. Именно этот проходящий красной нитью через всю монографию его тезис о первостепенной важности изображения на тектонических картах типа структуры и, хотя обязательно, но второстепенном по значению показе истории развития этой структуры, вызывает самое серьезное возражение. Утверждение автора, что тип структуры — главное, а ее история — второстепенное, представляется глубоко ошибочным. Именно поэтому нельзя признать удачным даваемое автором определение тектонической карты (стр. 9). В этом определении совершенно ничего не говорится о том, что тектоническая карта — это изображение не только структур, но и истории их формирования.

Ничем не оправданное умаление Т. Н. Спизарским первостепенной важности показа на тектонических картах истории развития структур нашло самое прямое отражение на тектонических картах масштаба 1 : 7 500 000 и 1 : 2 500 000, анализ которых мало что дает для понимания главных закономерностей истории тектонического развития земной коры как в пределах отдельных регионов, так и всей территории Советского Союза.

Легенда этих карт отличается большой громоздкостью, малопонятной и практически неупотребляемой терминологией. Даже после самого тщательного изучения монографии значение многих предлагаемых автором тектонических определений трудно перевести на общепринятые или наиболее часто употребляемые в настоящее время термины и реально представить их конкретную геологическую сущность. В частности, обращает на себя внимание весьма запутанная и не отвечающая существу этого понятия формулировка платформенного режима (стр. 117).

Т. Н. Спизарский резко критикует все «неструктурные» методы составления тектонических карт. Тем не менее он включает в примененный им структурный метод некоторые отвергаемые им положения. К ним, в частности, относится «стратиграфичность» легенд тектонической карты. Ведь по существу возрастны тектонические подразделения автора (комплексы фундамента, геосинклинальные и орогенные комплексы, а также демиссионные и инверсионные ярусы) принципиально мало чем отличаются от структурных этажей и ярусов, выделяемых на картах, которые составлены по принципу выделения складчатости различного возраста. Комплексы и ярусы автора, отвечающие определенным стратиграфическим интервалам, хотя и названы по-новому, но фактически являются подразделениями той «тектонической стратиграфии», которая явилась объектом резкой критики автора.

Кроме того, по тексту монографии можно сделать ряд более частных замечаний, из которых остановимся на следующих. Тектоническому районированию автор придает исключительно большое значение, отмечая, что с ним связано решение теоретических вопросов строения и развития земной коры и верхней мантии, а также понимание закономерностей распределения полезных ископаемых в земной коре. С подобной оценкой роли тектонического районирования нельзя не согласиться. Тем более удивляет утверждение автора о том, что это районирование должно проводиться еще до составления самих тектонических карт

(стр. 27). Невольно возникает вопрос: как подобное районирование, которое по существу является одним из главных итогов и результатов составления тектонической карты, можно осуществить до самой карто-составительской работы?

Выделение инверсионных структурных ярусов представляется неудачным. Ведь далеко не все крупные структурные элементы геосинклинальных областей и систем испытывают в процессе своего развития инверсию, и, кроме того, в некоторых структурах процессы инверсии начинаются намного раньше, а заканчиваются значительно позже того отрезка времени, для которого проведено выделение инверсионных структурных ярусов. У автора же инверсионные ярусы выделены без исключения во всех геосинклинальных комплексах. Тем самым им утверждается обязательность инверсии как пути развития геосинклинальных структур.

Выделение в ряде складчатых систем (Крым, Кавказ и др.) лишь демиссионных и инверсионных ярусов крайне обедняет показ тектонической структуры этих систем. При таком показе тектоническая карта фактически становится менее структурной, чем простая геологическая карта того же масштаба. Подобное изображение структуры нельзя считать шагом вперед по сравнению с раскритикованным автором выделением структурных ярусов на тектонических картах, составленных по принципу возраста складчатости.

На стр. 84—85 приведена схема классификации тектонических режимов разного порядка. Ко второму и третьему порядкам на ней отнесены режимы антеклиз, синеклиз, передовых прогибов, мегаподнятий, мегапрогибов и других структурных элементов. В этой схеме тектонические режимы по существу отождествлены с развитием частных структурных элементов земной коры, что сводит значимость их практически на нет. В то же время тектонические режимы второго и третьего порядков, показанные на этой схеме, совершенно не описаны в тексте последующего раздела монографии (99—121 стр.).

На табл. 1 (стр. 87) дается сопоставление возрастных тектонических подразделений. Динамические подразделения составляют тектонический режим, его стадия, этап и фаза. Но тектонический режим не может разделяться на стадии, этапы и фазы. Другое дело, что в развитии земной коры, которое происходит в условиях того или иного тектонического режима, можно наметить какие-то тектонические подразделения.

В группе регионов с корой континентального типа автором в ряде случаев выделены регионы завершённой складчатости. В других случаях они же названы регионами завершённого геосинклинального развития (стр. 228), в третьих — регионами завершённого континентального развития (легенда к Тектонической карте СССР масштаба 1:7 500 000, 1967). Последнее вообще непонятно, так как эти регионы выделены наряду с платформами. В связи с этим возникают недоуменные вопросы: какие же регионы в конце концов выделяет автор, и почему платформы нельзя относить к регионам завершённого континентального развития?

Т. Н. Спижарский вслед за Ю. М. Шейнманном считает, что области с послекарельским складчатым фундаментом чехла нельзя называть платформами и соответственный тектонический режим — платформенным. Он выделяет его под названием койлогенного. Никаких новых доказательств для обоснования этого тезиса Т. Н. Спижарский не приводит и целиком базируется на работах Ю. М. Шейнманна¹. По данным последнего, структуры фундамента древних платформ в общем случае обрезаются складчатыми системами, в то время как областям после-

¹ Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли.— Тр. Всес. н.-и. ин-та золота и редких элементов, вып. 49, Магадан, 1959.

карельской консолидации это явление не свойственно. Второе различие «настоящих» платформ и областей послекарельской стабилизации заключается в отчетливой унаследованности в пределах последних структурного плана чехла от внутреннего строения фундамента. Однако первый аргумент не может приниматься во внимание, поскольку он не затрагивает определения тектонического режима, даваемого Т. Н. Спижарским. К тому же по современным данным в большинстве случаев фундамент древних платформ не обрывается складчатыми системами, а прослеживается под ними вплоть до эвгеосинклинальных зон, а в областях послекарельской стабилизации наблюдается сколько угодно «срезаний» более древних складчатых систем более молодыми.

Значительно сложнее обстоит дело и с унаследованностью. В пределах Туранской и Западно-Сибирской плит в настоящее время обнаружены обширные участки блоков допалеозойской консолидации, в которых отсутствуют унаследованные дислокации. Последние приурочены исключительно к узким палеозойским и раннемезозойским инверсионным прогибам, занимающим подчиненное по площади положение. В то же время и на древних платформах чехол над блоками докарельской консолидации и над линейными зонами карелид и их возрастных аналогов имеет в строении и развитии существенные отличия. С другой стороны, установлено, что тектонические движения, т. е. то, что по Т. Н. Спижарскому определяет тектонические режимы, на древних и молодых платформах не имеют таких принципиальных различий. Это убеждает нас в нецелесообразности выделения особого койлогенного тектонического режима.

Хотя Т. Н. Спижарский и считает, что каждый блок земной коры развивается индивидуально, тем не менее в работе нередко содержатся высказывания и об общих чертах развития крупных регионов. Так, например, на стр. 222 говорится о крупных перестройках земной коры в пермское время, когда начался распад Гондванского праматерика. Далее на схеме развития геосинклинальных систем территории СССР (стр. 179) видно, что ряд складчатых систем имеет сходную историю развития и может быть объединен по формационным признакам, по времени заложения геосинклиналей и завершению геосинклинального развития. Таким образом, вывод об общих тенденциях истории развития ряда складчатых областей невольно вытекает и из материалов Т. Н. Спижарского.

Т. Н. Спижарский справедливо отмечает важность структурного метода в изучении месторождений полезных ископаемых и особенностей их размещения в земной коре. Вместе с тем он неоправданно преувеличивает его значение при различных металлогенических построениях. В то же время при выяснении закономерностей распределения месторождений полезных ископаемых автор незаслуженно занижает роль тектонических карт, составленных в другой методике, и в особенности карт, на которых тектоническое районирование проведено по возрасту складчатости. Нельзя признать справедливыми утверждения автора о том, что такое районирование дает возможность судить о самом общем распределении полезных ископаемых в структуре коры и в то же время создает неверное представление о том, что комплексы полезных ископаемых всех складчатых систем одного возраста, так же как и платформ, одни и те же (стр. 212).

Обзорные тектонические карты, в основу которых было положено районирование по возрасту складчатости, завершающей геосинклинальное развитие, с успехом использовались для практических целей. Тектоническая карта СССР в масштабе 1 : 5 000 000, составленная под руководством Н. С. Шатского и опубликованная в 1956 г.¹, была принята как

¹ Тектоническая карта СССР и сопредельных стран масштаба 1 : 5 000 000, Главный редактор Н. С. Шатский. Госгеолтехиздат, 1956.

основа для составления в Государственном институте горно-химического сырья карты перспектив фосфоритоносности территории СССР. Международная тектоническая карта Европы в масштабе 1 : 2 500 000, изданная в 1964 г. под редакцией Н. С. Шатского и А. А. Богданова², послужила основой для составления в том же масштабе международных карт металлогении и угленосности Европы. Тектоническая карта Евразии в масштабе 1 : 5 000 000, составленная большим коллективом геологов под общим руководством А. Л. Яншина и опубликованная в 1966 г.³, была использована И. Е. Губиным (Институт физики Земли АН СССР) как основа для составления обзорной карты сейсмичности Евразии и Н. А. Мариновым (НИЛЗарубежгеология Министерства геологии СССР) для составления обзорной карты гидрогеологии всего Евразийского материка. В последние годы эта же тектоническая карта в части, охватывающей СССР, была использована О. И. Садовской (Казахский институт минерального сырья в г. Алма-Ата) для составления карт прогноза оловоносности и золотоносности всей территории нашей страны.

Таким образом, карты, составленные на основе тектонического районирования по принципу времени завершающей складчатости, в практическом отношении в противоположность мнению о них Т. Н. Спижарского себя вполне оправдали. В то же время нам пока не известны примеры практического использования карт, составленных по методике, предложенной самим Т. Н. Спижарским.

На тектонических картах Советского Союза масштабов 1 : 7 500 000 и 1 : 2 500 000, составленных под редакцией Т. Н. Спижарского, имеются противоречия, которые трудно расценить иначе, как прямое следствие положенных в основу этих карт теоретических предпосылок. Так, например, многокилометровые толщи моласс неогена и антропогена Ферганской и Таджикской впадин рассматриваются как койлогенные образования. В то же время Илийская, Иссык-Кульская, Прибалхашская, восточная часть Чуйской впадин и мн. др., заполненные теми же кайнозойскими молассами, выделены как орогенные структуры. Таким образом, однотипные по геологическому строению структуры отнесены на карте к регионам с разным тектоническим режимом. Джунгаро-Балхашская герцинская геосклинальная система объединена с каледонидами Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня, хотя они имеют принципиальные черты отличия в своем строении и развитии. В пределах древних и молодых платформ не нашли отражения раннеплатформенные структуры типа рифейских авлакогенов и триасраннеюрских тафрогенов. Перечень подобных замечаний можно было бы значительно увеличить.

В общей оценке исследований Т. Н. Спижарского, безусловно, следует воздать должное тому громадному труду, который он вложил в создание обзорных тектонических карт по предложенной им методике. Нельзя не отметить также больших заслуг автора в деле изучения тектоники Сибирской платформы. Вместе с тем разработанный Т. Н. Спижарским «структурный метод» тектонического районирования не может быть признан равноценным методу районирования по возрасту складчатости и принят для его замены по крайней мере при составлении мелкомасштабных обзорных тектонических карт.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
19 декабря 1973 г.

² Международная тектоническая карта Европы масштаба 1 : 2 500 000. Составлена подкомиссией по Тектонической карте мира под руководством Н. С. Шатского и А. А. Богданова. Изд-во ГУГК, 1964.

³ Тектоническая карта Евразии масштаба 1 : 5 000 000. Главный редактор А. Л. Яншин. Изд-во ГУГК, 1966.

ХРОНИКА

УДК 551.14+550.311

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Оценке современного состояния знаний по этой проблеме было посвящено совещание, проходившее в Москве с 3 по 6 февраля 1975 г. Организованное Межведомственным тектоническим комитетом ОГГГ АН СССР при участии геологического факультета МГУ и Министерства геологии СССР совещание собрало более 700 представителей научно-исследовательских и производственных организаций столицы и других городов страны. Своевременность обмена мнениями по этой актуальной проблеме геотектоники, подчеркивая участниками в решении совещания, нашла отражение и в большом количестве заслушанных докладов (30), и в активных дискуссиях (в прениях участвовало более 40 человек), и в неослабевающем интересе участников совещания, заседания которого проходили при переполненном зале.

Обсуждение докладов по строению и составу земной коры и верхней мантии позволило, как отмечено в решении совещания, выявить как несомненные достижения в этой области, так и имеющиеся пробелы, что в свою очередь дало возможность представить степень фактической обоснованности существующих моделей тектогенеза и наметить направления дальнейших исследований. Важным моментом в современном состоянии отечественной геотектоники является активное привлечение материалов геохимических и геофизических исследований на континентах и в океанах для понимания общей картины строения и жизни планеты, источников энергии и механизмов, управляющих геотектоническими процессами.

Основное внимание в специальных геофизических докладах было уделено комплексной интерпретации магнито-, сейсмо- и гравиметрических данных; докладов по сейсмологии, электромагнитному зондированию и палеомагнетизму представлено не было. В докладах о гравитационном поле Земли по данным наземных (М. Е. Артемьев) и спутниковых измерений (Ю. А. Тараканов) указывалось на существование в литосфере и верхней мантии крупных плотностных неоднородностей. Отмечая недостаточную изученность структуры коры рифтовых зон континентов и океанов, докладчики (Н. Н. Пузырев, С. В. Крылов, Б. П. Мишенькин, С. М. Зверев, И. П. Косминская, Е. А. Рогожина) констатировали наличие разуплотненной мантии под некоторыми рифтами, под Кавказом (Ш. А. Адамия, Б. К. Балавадзе, П. Д. и Э. П. Гамкрелидзе, П. Ш. Миндели, М. М. Рубинштейн, Г. Ш. Шенгелая) и Памиром (М. Е. Артемьев, Б. Б. Таль-Вирский). Методологические сложности, затрудняющие выделение и идентификацию границ вертикального геофизического разреза, могут усугубляться множественностью сейсмических границ и, по-видимому, их разновозрастностью (В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, В. Е. Дибров). Часть наклонных и субгоризонтальных сейсмических границ на Урале (Г. А. Кейльман, В. Б. Соколов, В. М. Рыбалко, Е. И. Козырев, А. И. Назаров, С. Г. Паняк), в Донбассе и Прикарпатье (В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов) отождествляется с плоскостями пологих надвигов, выходы которых на поверхность трассируются на Урале гипербазитами. Анализ материалов по Гималаям и Альпам приводит Г. Д. Ажгиряк к выводу о возможности существования под складчатыми поясами отмерших зон Беньофа — Заварицкого. Г. В. Егоркина и Н. И. Халевин склонны придавать существенное значение крутопадающим зонам потери корреляции между сейсмическими границами.

В докладах по геофизическому строению земной коры и верхней мантии под морским дном отмечалась гетерогенность и слоисто-глыбовый характер структур (И. А. Соловьева), а также продолжение геофизических полей из внутриматериковых и окраинных морей на прилегающую сушу (Ю. П. Непрочнов, А. Г. Гайнанов, Е. Г. Мирлин, А. Г. Родников, В. М. Ковылин). При обсуждении условий формирования этих структур некоторые докладчики отмечали большую роль вертикальных тектонических движений, в пользу которых говорят (Г. Б. Удинцев) материалы глубоководного и нефтяного бурения в северной части Атлантики. Вместе с тем в докладе А. М. Карасика содержалось утверждение, что анализ магнитного поля над продолжением Срединно-Атлантического хребта в Арктическом бассейне однозначно говорит

о правильности концепции «тектоники плит» и о том, что нет никакой надобности в разработке альтернативных концепций. В докладе Т. Н. Симоненко, однако, было отмечено, что магнитное поле океанов изучено недостаточно, но имеющаяся информация говорит о его сходстве с магнитным полем континентов. О длительной и сложной тектонической эволюции арктических областей, не укладывающейся в представления «тектоники плит», говорилось и в выступлении Ю. Г. Киселева.

Рассматривая петрологический и тектонический аспекты эволюции континентальной коры, многие участники совещания сходились в том, что мощный гетерогенный «сиаль» был сформирован к концу протоега и продолжал формироваться в неогее в геосинклинальных областях (Е. В. Павловский, Э. Б. Наливкина). Последовательно на лунном (4,5—4,0 млрд. лет), нуклеарном (от 3,7 до 2,5 млрд. лет), протоплатформенном этапах в протоеге, а также на этапе платформ и подвижных поясов в неогее (Е. В. Павловский) континентальная кора наращивалась за счет переноса в нее мантийного вещества в процессах магматизма и метаморфизма (Б. Г. Лутц). В рассмотренной Б. Г. Лутцем двухслойной модели коры средневаловый состав «гранулит-базитового» слоя приближается к среднему андезиту, а «гранитогеитового» — к среднему гранодиориту. Возможность формирования части континентальной коры за счет преобразования океанической (в процессе геосинклинального развития фанерозойских складчатых областей) обсуждалась в докладе А. С. Павленко, А. А. Моссаковского и А. С. Перфильева. Допуская частичный привнос вещества из мантии, они считают, что помимо экзогенного (осадочного) и тектонического перераспределения более древних сиалических масс существенную роль в формировании континентальной коры играли процессы метаморфической дифференциации вещества океанических (эвгеосинклинальных) формаций, осуществлявшейся на нескольких последовательных стадиях тектонического сжигания. О наращивании древнего «базальтового» слоя в ходе длительной и сложной истории его формирования путем многократного метаморфизма осадочно-вулканогенных океанических комплексов пород говорилось в докладе А. Л. Книппера и М. С. Маркова, отождествляющих «базальтовый» слой с выходами в складчатых областях комплексов метаморфических меланократовых пород офиолитовых ассоциаций.

Среди гипербазитов Б. Г. Лутц выделяет: группу шпинелевых и гранатовых (внеземных), близких по составу к хондритам; группу альпинотипных (реститов), образующихся только с позднего докембрия под подвижными поясами, в верхних частях разреза мантии, и промежуточную по составу группу океанических гипербазитов. В связи с этим В. А. Кутюлин обратил внимание на то, что в таком представлении состав мантии оценивается по включениям из трубок взрыва, где вещество видоизменяется, приспособляясь к новым условиям. Г. Н. Савельева и Г. В. Пинус подчеркнули, что сейчас нет достаточных оснований для разделения по составу океанических и альпинотипных гипербазитов и имеется много данных в пользу их тождественности.

Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин и В. В. Моралев представляют эволюцию геосинклинальных поясов как временную и латеральную последовательность ряда геодинамических обстановок (со своими ансамблями тектонических, петрологических и металлогенических комплексов): рифтовых зон, островодужной, андийской, невадийской, монголо-охотской, зон обдукции и столкновения континентов.

Возможности формального подхода к типизации структурных элементов были продемонстрированы в докладе В. Н. Седова, исследовавшего двумерные и многомерные корреляционные связи между различными особенностями геологической обстановки.

При обсуждении различных сторон развития глубинных процессов, их энергетика и природы движущих сил в геотектоническом процессе Е. В. Артюшков связывал возникновение напряжений в литосфере с неоднородностями ее мощности. Определенное влияние на развитие геологических процессов оказывала, по мнению Ю. Н. Авсюка, диссипация энергии в системе Земля — Луна за счет работы приливов. Роль теплоэнергетики в геотектонических процессах была подчеркнута в докладах Е. А. Любимовой (указавшей, в частности, на большую роль радиогенного тепла) и Б. Г. Поляка и Я. Б. Смирнова, говоривших о необходимости учета всех видов выноса тепла: кондуктивного потока, конвективного выноса при вулканической и гидротермальной деятельности.

В докладе В. А. Магницкого, характеризовавшего существующие геодинамические модели, было обращено внимание на те фактические наблюдения по особенностям глубинных процессов, которые необходимо учитывать при построении тектонических гипотез.

В числе их были названы: равенство тепловых потоков на континентах и океанах, близкий характер гравитационного и магнитного полей, слоисто-блоковое строение оболочек коры и мантии. Отсутствие больших неоднородностей в верхней мантии не обнаруживает конвективных потоков, а количество аргона, балансирующееся с объемом накопленного в коре сияля, говорит скорее, по его мнению, в пользу ювенильного потока вещества из мантии, а не многократной конвективной циркуляции материала коры.

Обсуждение динамических моделей литосферы выявило три основные тенденции. В первой из них, исходящей из представления о крупных горизонтальных перемещениях литосферных плит, ведущая роль придается конвективному переносу вещества, захватывающему либо одну астеносферу, либо всю мантию целиком (О. Г. Сорохтин,

С. А. Ушаков). Представления О. Г. Сорохтина о возникновении конвективного переноса в результате дифференциации мантийного вещества на границе с ядром были подвергнуты резкой критике со стороны Е. В. Артюшкова и В. Н. Жаркова, отрицавшего физическую возможность реализации такой модели, а также в ряде других выступлений.

Концепция, изложенная в докладе В. В. Белоусова, исходит из неравномерной гравитационной дифференциации вещества Земли, порождающей импульсивные энергетические возбуждения астеносферы, развитие астеносферного диапиризма и, как следствие, вертикальных движений. Доклад В. В. Эза был посвящен механизму тектонических движений в земной коре.

Принципы мобилистской концепции, отличной от «тектоники плит», основанные на интерпретации офиолитовых ассоциаций, предположении о дифференциальных движениях по различным горизонтам коры и мантии, а также новой модели строения и эволюции срединно-океанических хребтов, были изложены в докладе А. В. Пейве. На основании анализа материалов по Срединно-Атлантическому хребту было высказано утверждение, что такие структуры обладают признаками геосинклинали и развиваются в процессе сложной и длительной эволюции.

В решении совещания было отмечено, что лучшее понимание глубинного строения, состава и физических свойств земной коры и верхней мантии, несомненно, поможет решению как теоретических, так и практических проблем, в частности проблемы источников и закономерностей обособления рудного вещества. Необходимо, чтобы разрабатываемые модели глобального тектогенеза в полной мере учитывали тот большой материал о закономерностях развития геосинклиналей и платформ, который получен в результате исследований, выполненных по методикам, традиционным для отечественной тектонической школы.

А. А. Савельев, Б. А. Борисов

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ
(зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции:

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

Технический редактор Е. Н. Расторгуева

Сдано в набор 7/VII-1975 г.	Т-14915.	Подписано к печати 20/VIII-1975 г.	Тираж 2020 экз.
Зак. 4615.	Формат бумаги 70×108/16.	Усл. печ. л. 11,2.	Бум. л. 4. Уч.-изд. листов 12,5.

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 20 к.

Индекс 70228

Б 312

БАБИЛОВА 31 И 1 КВ 92

ПУЩАРОВСКОМУ Д М

70228

ПРЕДЛАГАЕМ ВАШЕМУ ВНИМАНИЮ книги издательства «Наука»

СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ. СОВМЕСТНАЯ СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ. 1970. 148 стр. 1 р. 47 к.

Сборник содержит новые материалы по стратиграфии и тектонике различных районов Монгольской Народной Республики, а по некоторым стратиграфическим подразделениям — по всей стране в целом. Помещенные в сборнике данные, полученные главным образом за последние 3—4 года ее геологического изучения, вносят существенные уточнения в прежние представления о стратиграфии и тектонике характеризуемых районов. Некоторые приведенные материалы дают совершенно новую трактовку особенностям их геологического строения.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕФТЕНОСНЫХ ВПАДИН СЕВЕРА ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ. 1970. 171 стр. 1 р. 48 к.

В сборнике освещается тектоника и дана сравнительная характеристика перспективных в нефтегазоносном отношении крупных впадин Туранской плиты. Приводятся новые данные о тектонике и истории геологического развития, рассмотренных впадин, тектонические закономерности размещения крупных зон нефтегазонакопления. Предложена схема классификации нефтегазоносных впадин обширной территории Туранской плиты и сопредельных областей.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

117464 МОСКВА, В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

197110 ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

480391 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13; 320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 277012 Кишинев, ул. Пушкина, 31; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; 199164 Ленинград, Менделеевская линия, 1; 199004 Ленинград, 9 линия, 16; 103009 Москва, ул. Горького, 8; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 630076 Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Ташкент Ц-15, ул. 50 лет Узбекистана 11; 700029 Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450075 Уфа, Коммунистическая ул., 49; 450075 Уфа, проспект Октября, 129; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»