

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

3

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА·1985

## СОДЕРЖАНИЕ

40 лет Великой Победы . . . . .	3
Зоненшайн Л. П., Кориневский В. Г., Матвеевков В. В., Хаин В. В. Разрез палеозойской океанической коры в Южных Мугоджарах: реконструкция спрединга и палеорельефа . . . . .	5
Непрочнов Ю. П., Седов В. В., Мерклин Л. Р., Зинкевич В. П., Левченко О. В., Баранов Б. В., Рудник Г. Б. Тектоническое строение хребта Ширшова (Берингово море) . . . . .	21
Кара В. И., Мамошина К. Н., Шлезингер А. Е. Структура осадочного чехла и фундамента подводной возвышенности Сьерра-Леоне по данным МОГТ (экваториальная Атлантика) . . . . .	38
Хуторской М. Д. Тепловой поток, модель строения и эволюции литосферы Южного Урала и Центрального Казахстана . . . . .	50
Копп М. Л. Генетические связи глиняных диапиров, грязевых вулканов и структур горизонтального сжатия (на примере Алятской гряды Юго-Восточного Кавказа) . . . . .	62
Закономерности формирования структуры континентов в неогее (расширенный пленум Междуведомственного тектонического комитета) . . . . .	75
Решение тектонического совещания «Закономерности формирования структуры континентов в неогее» . . . . .	106

## Рецензии

Леонов Ю. Г. Геологическое строение Австрии . . . . .	108
---	-----

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR  
G E O T E C T O N I C S

MAY — JUNE

MOSCOW

№ 3, 1985

CONTENTS

The 40 years' anniversary of the Great Victory . . . . .	3
<b>Zonenshain L. P., Korinevsky V. G., Matveenkov V. V., Khain V. V.</b> Section of the Palaeozoic oceanic crust in the Southern Mugodzhary: reconstruction of spreading and paleorelief . . . . .	5
<b>Neprochnov Yu. P., Sedov V. V., Merklin L. R., Zinkevich V. P., Levchenko O. V., Baranov B. V., Rudnik G. B.</b> The tectonic structure of the Shirshov Ridge (Bering Sea) . . . . .	21
<b>Kara V. I., Mamoshina K. N., Shlezinger A. E.</b> Structure of the sedimentary cover and basement of underwater Sierra Leone Rise according to MOGT data (equatorial Atlantic) . . . . .	38
<b>Khutorskoi M. D.</b> Heat flow, model of the structure and evolution of lithosphere of the South Urals and Central Kazakhstan . . . . .	50
<b>Kopp M. L.</b> Consanguinities of clay diapirs, mud volcanoes and structures of horizontal compression (on the example of the Alyatskaya ridge of the South-East Caucasus) . . . . .	62
Regularities of formation of structure of the continents in Neogaea (broadened assembly of the Interdepartmental Tectonic Committee) . . . . .	75
Decision of the Tectonic Conference «Regularities of formation of structure of the continents in Neogaea» . . . . .	106
<b>Review</b>	
<b>Leonov Yu. G.</b> Geological structure of Austria . . . . .	108

## 40 ЛЕТ ВЕЛИКОЙ ПОБЕДЫ

9 мая сего года советский народ торжественно отмечает одну из самых великих дат в истории нашего государства и крупнейших событий всемирной истории — 40 лет окончательной победы над германским фашизмом и милитаризмом. Эта великая победа продемонстрировала всему миру несокрушимость советского строя, непоколебимое единство многонационального советского народа, его сплоченность вокруг родной Коммунистической партии, неисчерпаемость производительных сил нашей Великой Родины. Успехи, достигнутые советской наукой в предвоенный период и в течение самой Отечественной войны, сыграли далеко не последнюю роль в достижении конечной победы. На заключительных этапах войны советские воины оказались вооруженными техникой — артиллерией, танками, самолетами, не только не уступавшими, но и превосходившими соответствующее вооружение фашистских армий, и это было заслугой и советских конструкторов, и рабочих заводов, на которых производилось наше вооружение.

В общем вкладе советских ученых и инженеров в обеспечение нашей победы заметная роль принадлежала геологам. Еще в довоенные годы, особенно с начала пятилеток советские геологи немало потрудились над подготовкой современной минерально-сырьевой базы, которая послужила фундаментом для индустриализации страны. Особенно большое значение имело создание новой базы металлургической промышленности — Урало-Кузбасского промышленного комплекса, в дополнение к единственной в царской России металлургической базе на юге Европейской территории СССР (Донбасс, Кривбасс). Создание Урало-Кузбасса оказалось чрезвычайно дальновидным шагом, ибо потеря Украины в первые годы войны могла поставить нашу промышленность не просто в тяжелое, но и практически безвыходное положение.

Наряду с основными каменноугольными и железорудными залежами враг захватил Никопольский марганценовый бассейн, Майкопские нефтяные промыслы в Краснодарском крае (хотя и не смог наладить здесь добычу нефти), стал угрожать Грозненским и даже Бакинским промыслам. Овладение кавказской нефтью и стремление отрезать центральные и восточные районы нашей страны от ее главных источников лежало в основе провалившегося плана наступления гитлеровской армии на Волгу и Кавказ в 1942 году.

В этих условиях с началом Великой Отечественной войны основные научные геологические силы, в том числе академические, были перебазированы на восток и юго-восток — на Урал, в Казахстан и Среднюю Азию, где и развернулись крупные геолого-разведочные работы. Железо, медь, марганец, бокситы Урала, цветные металлы Центрального Казахстана и Алтая, сурьма и ртуть Средней Азии были поставлены на службу сырьевого обеспечения оборонной промышленности. В Приуралье, особенно в Башкирии были начаты серьезные работы по созданию новой крупной нефтедобывающей базы нашей страны, получившей название Второго Баку. Эти работы дали свои первые плоды уже в конце войны, а в последующие годы Второе Баку стало важным источником нефти для послевоенного восстановления и развития нашей промышленности. Были сделаны первые шаги в создании сырьевой основы нашей атомной промышленности.

Необходимо подчеркнуть, что деятельность ученых — геологов, в особенности сотрудников академических учреждений, даже в суровые



годы войны не носила чисто прикладной характер, а проводилась на основе глубоких научных разработок. Это в особенности наглядно проявилось на примере башкирской группы ученых. Не случайно уже в 1945 году вышли в свет замечательные «Очерки геологического строения Волго-Уральской области» Н. С. Шатского, а несколько позднее монографии Н. М. Страхова, А. А. Богданова, И. В. Хворовой и ряд других. В том же 1945 г. было опубликовано такое выдающееся теоретическое обобщение, как статья А. В. Пейве «Глубинные разломы в геосинклинальных областях». В 1944 г., находясь в Казани, В. В. Белоусов создал первый вариант своей радиомиграционной тектонической гипотезы.

Пример высокопатриотической деятельности подавали наши крупнейшие ученые того времени, такие как В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман, А. И. Заварицкий, находившийся в эвакуации в Свердловске, В. А. Обручев — в Алма-Ате, Д. И. Щербаков — на Кавказе. Эта деятельность, помимо своего непосредственного значения, имела еще одно следствие — она способствовала созданию высококвалифицированных научных кадров в национальных республиках. Когда сразу же по окончании войны, а местами и раньше в ряде республик начали создаваться республиканские академии, в числе их первых действительных членов оказались ученики названных выше выдающихся ученых, из которых многие затем сами заняли видное место среди наших академических кадров (К. И. Сатпаев и др.).

Таким образом, вспоминая в эти юбилейные дни деятельность ученых-геологов в годы Великой Отечественной войны, мы можем с удовлетворением и гордостью констатировать, что советские геологи внесли свой полновесный и достойный вклад в достижение Великой Победы советского народа над сильным, коварным и злобным врагом, в обеспечение многих десятилетий мирного развития нашей Великой Родины.

УДК 551.241 (574.5)

**ЗОНЕНШАЙН Л. П., КОРИНЕВСКИЙ В. Г., МАТВЕЕНКОВ В. В.,  
ХАИН В. В.**

### **РАЗРЕЗ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ В ЮЖНЫХ МУГОДЖАРАХ: РЕКОНСТРУКЦИЯ СПРЕДИНГА И ПАЛЕОРЕЛЬЕФА**

Разрез океанической коры (офиолитов) среднедевонского возраста в Южных Мугоджарах представлен габбро-норитами, чередующимися с пироксенитами и гарцбургитами, выше — с изотропными пироксеновыми габбро, параллельными дайками и лавами, перекрытыми кремнистыми и металлоносными осадками. Рои параллельных даек чередуются на площади с полями лав. Установлены переходы даек и субвулканических тел в потоки подушечных лав. Морфология лав аналогична современным подушечным лавам срединно-океанических хребтов. Замерены направления течения лав и реконструированы вулканические постройки. Сохранились только западные половины вулканических построек, обрезаемые с востока роями параллельных даек, причем каждая восточная постройка моложе западной. Это указывает, что ось спрединга находилась по отношению к современным полям лав к востоку от них. Морфология лав, преобладание афировых разностей пород и высокая титанистость мугоджарских толеитовых базальтов свидетельствуют, по аналогии с современными осями спрединга, о высокой скорости спрединга ( $> 5$  см/год). Судя по низкой пузыристости, глубина излияния базальтов 3000 м. Сделан вывод, что формирование базальтов происходило в задуговом бассейне в тылу островной дуги марианского типа.

#### **ВВЕДЕНИЕ**

В Южных Мугоджарах, вблизи южного окончания Урала, сохранился прекрасный слабодислоцированный разрез палеозойской океанической коры, представленный сейчас последовательностью пород офиолитовой ассоциации от нерасслоенных габбро через серию параллельных даек до подушечных базальтов и перекрывающего их тонкого чехла глубоководных осадков. Этот разрез был описан Ф. Ю. Левинсон-Лессингом [19], Г. М. Водорезовым [6], В. Г. Кориневским [12], А. А. Абдулиным [2], С. Н. Ивановым и В. Г. Кориневским [9]. Базальты и дайки могут быть сопоставлены со 2-м слоем современной океанической коры. Они выходят по обрамлению Берчогурской синклинали — обширной, шириной 35 км и длиной не менее 80 км депрессии, выполненной девонскими и ниже-среднекаменноугольными толщами (рис. 1). Детальное изучение разреза океанической коры по р. Шулдак (приток р. Иргиз) позволило провести сравнительный анализ строения палеозойского и современного океанического ложа.

#### **КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ЮЖНЫХ МУГОДЖАР**

Вся западная часть Мугоджар представляет собой блок слабодислоцированных палеозойских пород. Наглядной иллюстрацией этого служат блюдцеобразные обнажения карбона и верхнего девона в Берчогурской синклинали (рис. 2). Нарушенность залегания пород резко возрастает к границам Мугоджар, где закартированы сбросы, надвиги и сдвиги, возможно присутствие небольших тектонических покровов.

Разрез палеозоя состоит из вулканогенно-осадочных комплексов среднего девона внизу и осадочных комплексов верхнего девона и нижнего карбона вверху.

В. Г. Кориневский выделяет здесь пять вулканогенно-осадочных комплексов (снизу вверх): мугоджарский, куркудукский, мильгашинский, шулдакский и алабасский.

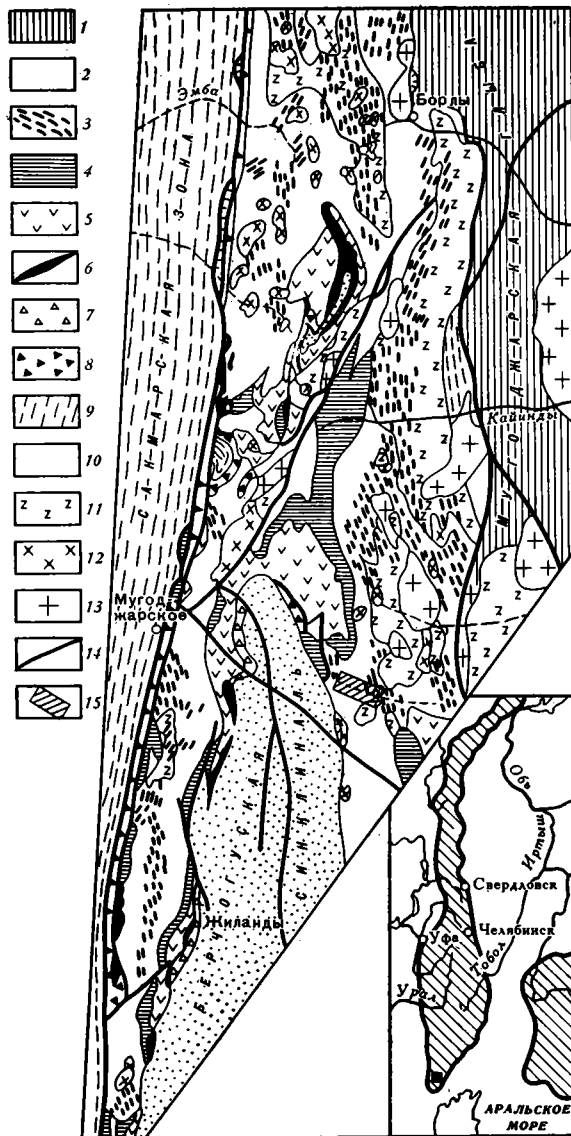


Рис. 1. Геологическая схема Южных Мугоджар (по В. Г. Кориневскому)  
 1 — докембрийские образования Мугоджарской глыбы, 2—3 — породы 2-го слоя среднедевонской палеоокеанической коры: 2 — мугоджарский комплекс толетитовых подушечных лав, 3 — актогайский комплекс параллельных долеритовых даек, 4 — куркудукский комплекс яшм и долеритовых силло-потоков (1-й слой палеоокеанической коры), 5—7 — островодужные образования среднего девона: 5 — млыашинский комплекс подушечных лав, туфов и субвулканических тел, 6 — шулдакский горизонт яшм и кремнистых пород, 7 — вулканомиктовые породы алабасского комплекса, 8 — олигостромовые комплексы франского яруса, 9 — флишиодные терригенные породы верхнего девона, карбона и перми, 11—12 — интрузивные породы среднего девона: 11 — габброиды, 12 — плагιοгранитоиды, 13 — раннекаменноугольные граниты, 14 — разломы

Мугоджарский и куркудукский комплексы составляют океаническую часть разреза, которая описана ниже.

Вышележащий млыашинский комплекс является островодужным. Он представлен пестрой по составу эффузивно-осадочной толщей, в составе которой присутствуют подушечные лавы базальтов и андезитобазальтов, андезиты, дациты, значительные объемы крупнообломочных туфов. От подушечных лав мугоджарского комплекса породы млыашинского надежно отличаются низким содержанием титана и высоким калия. Эффузивы принадлежат к известково-щелочной серии. В виде



и осадочные: известняки, кремни, алевролиты. Широкое распространение такого своеобразного подводного вулcano-колювия, вероятнее всего, отражает беспокойную обстановку островного вулканизма [17]. По простирацию вулcano-колювиальные брекчи алабасского комплекса переходят в вулcano-терригенные конгломераты. Нередки прослой и рифогенные постройки известняков [11].

Милыашинский, шулдакский и алабасский комплексы Мугоджар по набору пород, типу вулканизма, особенностям петрохимии могут быть отнесены к островодужным.

Верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения залегают с размывом на различных горизонтах подстилающих пород. Они начинаются франскими базальными конгломератами, выше которых залегают мелководные карбонатные и обломочные толщи, включающие (в нижнем карбоне) залежи угля и линзы дельтового типа аллювиальных осадков. По возрасту эти толщи синхронны известной зилаирской свите Урала, но резко отличаются от нее по составу.

Перед франом данный регион испытал значительное поднятие, которое вывело на поверхность океанические и островодужные комплексы (продукты их размыва составляют франские конгломераты). Вероятно, поднятие было вызвано поддвиганием с востока Мугоджарского микроконтинента под островную дугу.

### ОФИОЛИТОВЫЙ РАЗРЕЗ

В основании разреза Южных Мугоджар располагаются офиолиты. По сравнению с типовым разрезом офиолитов (метаморфизованные перидотиты, сменяющиеся через расслоенную серию габбро и пироксенитов серией параллельных даек, подушечными лавами и глубоководными осадками) здесь развиты все горизонты, кроме метаморфизованных перидотитов и низов расслоенного комплекса; из-за слабой дислоцированности они не выведены на поверхность и, как предполагается, скрыты на глубине. По аналогии с современными океанами габбро и пироксениты можно считать остатками 3-го слоя палеоокеанической коры, дайковую серию и подушечные лавы — 2-го слоя, а осадки — 1-го слоя. Таким образом, в Южных Мугоджарах существует полный разрез палеозойской океанической коры, однако не обнажаются остатки прежней мантии.

Габбро и пироксениты, отвечающие 3-му слою палеоокеанической коры, слагают широкие поля по восточному обрамлению Берчогурской синклинали, образуя там Каиндинский массив [23]. Согласно Г. Л. Кашинцеву и Г. Б. Руднику, в нижних частях разреза массива габбро-нориты чередуются с пироксенитами и гарцбургитам, в верхних частях массив сложен в основном пироксеновыми габбро. Вверх по разрезу среди габбро появляются рои субмеридиональных долеритовых даек.

Вышележащие породы 2-го слоя палеоокеанической коры на протяжении 20 км пересекаются вкрест простираения р. Шулдак на восточном борту Берчогурской синклинали [9]. Здесь вскрывается чередование полей подушечных лав и роев параллельных даек. На лавах сохранились карманы осадочных пород. Ширина полей даек и лав измеряется 3–5 км (рис. 3, 4). Выделяются три поля лав (с запада на восток): Караксакское, Актогайское и Ащисайское.

Выходы пакетов сближенных параллельных даек долеритов известны под названием актогайского «диабазового» комплекса [13]. Дайки располагаются перпендикулярно напластованию лавовых потоков. По этой причине при общем пологом залегании лав дайки залегают либо отвесно (рис. 5, а), либо наклонно (под углом 50–60°). Местами они так густо насыщают разрез, что вмещающих лав практически не видно, и дайки на протяжении десятков метров прорывают друг друга. Измеренная в нескольких случаях длина отдельных даек по простираению составляла около 400 м; видимо, на такое же расстояние они прослеживаются и вниз. Выходы сближенных даек ранее обычно описывались как самостоятельные эффузивные толщи диабазов, «палеоандезитов» и т. п.

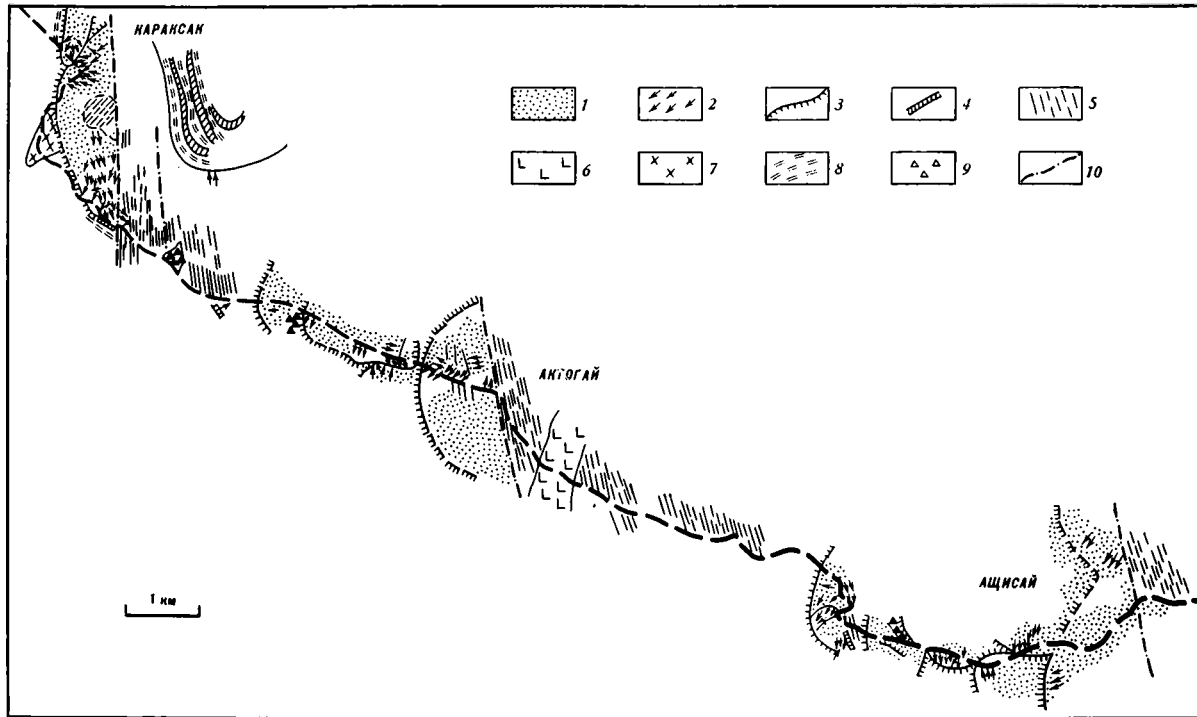


Рис. 3. Геологическое строение океанических комплексов по р. Шульдак  
 1 — подушечные лавы; 2 — направления течения лавовых потоков; 3 — примерный контур реконструированных лавовых построек; 4 — силлы долеритов; 5 — рой параллельных даек; 6 — амфиболовое габбро; 7 — диориты; 8 — осадочные породы; 9 — гнаоластиты; 10 — разломы

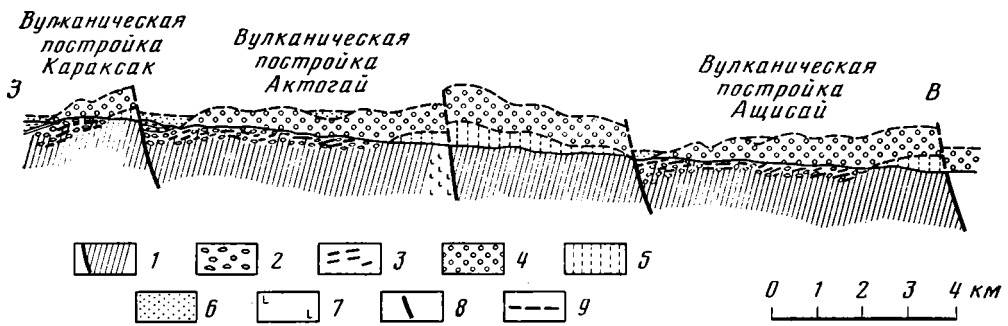


Рис. 4. Геологический разрез с реконструкцией палеорельефа  
 1 — дайки долеритов; 2 — лавы базальтов; 3 — осадки; 4 — предполагаемое продолжение базальтов; 5 — то же даек; 6 — то же осадков; 7 — габбро; 8 — разломы; 9 — продолжение границ слоев

[5, 8]. Затем была доказана их интрузивная природа [1, 14] и принадлежность к корневым фациям лавовой части Мугоджарского комплекса. Дайки долеритов не только насыщают разрез Мугоджарского комплекса, но местами прорывают и апикальные части габброидных массивов.

В Актогайском дайковом поле Д. М. Печерский, А. Н. Диденко и С. А. Куренков [7] произвели непрерывную регистрацию положения зон закалок у 430 даек. Они установили, что по мере движения с запада на восток происходит смена закалок: в западной части поля преобладают дайки с закаленными восточными контактами, в восточной части — с западными. Это служит указанием на перемещение центров поступления даек или на мелкомасштабные перескоки оси спрединга, подобные тем, которые установлены в современных зонах спрединга, например в Красном море [8].

При переходе от лавового поля к дайковому рою среди подушечных лав появляются вначале одиночные дайки, потом они группируются пакетами по 5—7 даек, и затем начинается сплошное поле даек с отдельными скринами вмещающих лав. Дайковая серия является прямым указанием на условия растяжения. Во многих местах видно, что подушки расколоты вертикально и смежные части подушек, находящиеся сейчас по разные стороны дайки, мысленно можно соединить вместе. Ясно, что внедрению даек предшествовало образование зияющих трещин — гьяров. В некоторых обнажениях удалось наблюдать такие ископаемые гьяры, заполненные обломками лав и кремнистых пород. Подушечные лавы подробно описаны в следующем разделе.

Осадочный чехол, залегающий на базальтах и отвечающий 1-му слою палеоокеанической коры, большей частью очень маломощен — 30—50 м (куркудукский комплекс). Внутри осадков присутствуют многочисленные силлы базальтов. Некоторые из них связаны со смежными вулканическими постройками. Это говорит о том, что вулканизм шел на фоне постоянного осадконакопления и силлы внедрялись в неуплотненные осадки. Другие силлы, вероятно более поздние, связаны с островодужными вулканитами. Осадки представлены тонкослоистыми кремнистыми породами и яшмами [18], часто с радиоляриями. Они чередуются с мелкозернистыми песчаниками и алевролитами турбидитной природы. В составе обломков присутствуют плагиоклаз, хлорит по пироксену, вулканическое стекло, редко кварц. Важно присутствие материала подстилающих базальтов, которые, очевидно, подвергались размыву подводными течениями. Во многих местах непосредственно на базальтах залегают кремнисто-гематитовые породы — аналог современных металлоносных осадков океана. В базальтах заключены колчеданные залежи, что может быть свидетелем гидротермальной циркуляции в океаническом ложе. Почти повсеместно в яшмах присутствуют радио-



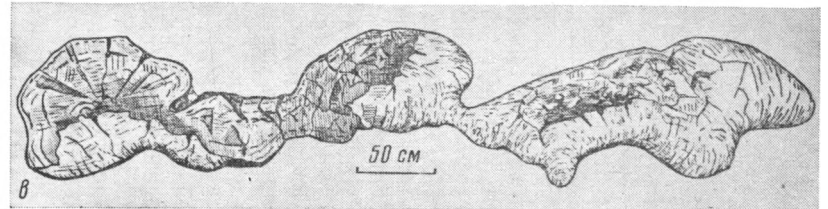
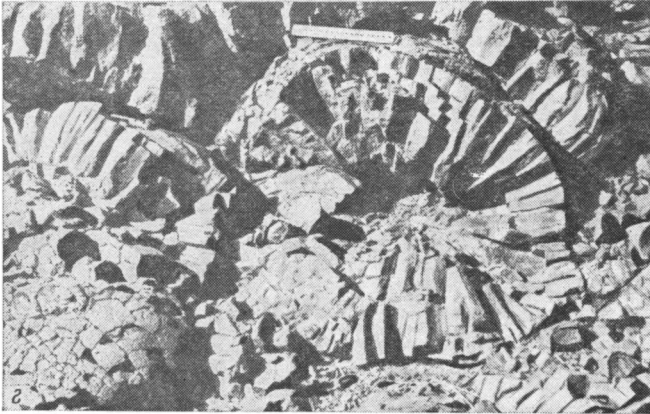
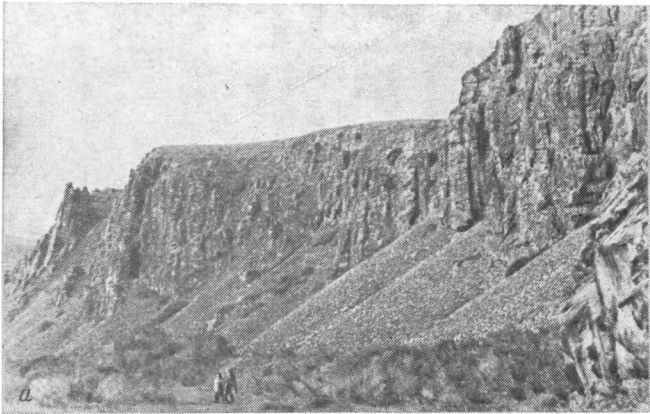


Рис. 5. Морфология базальтовых потоков и даек  
*a* — рой плотно прилегающих друг к другу даек (обрывы р. Шулдак, фото В. А. Коротеева); *б* — ветвящийся поток подушечных лав в ложе р. Шулдак (фото Р. А. Сегедина); *в* — зарисовка потока подушечных лав базальтов с вздутиями и сосковидными выступами (рисунок В. Г. Кориневского); *г* — поперечные сколы плотно залегающих потоков подушечных лав

лярии, остатки однотипных элементов конодонтов. В то же время на поверхностях яшм неоднократно встречались знаки ряби течений, в том числе и перекрестной ряби, прослойки с косослоистыми текстурами и градиционной слоистостью. Наконец, нельзя не упомянуть о находках среди яшм куркудукского комплекса по западному борту Берчогурской синклинали микроконкреционных и линзовидных слоев фосфоритов [16]. Конодонты указывают на принадлежность осадков к верхнему эйфелю — нижнему живету [18, 10]. Весь океанический комплекс имеет, очевидно, тот же возраст.

### МОРФОЛОГИЯ ПОДУШЕЧНЫХ ЛАВ

Г. Н. Водорезов [6] и В. Г. Кориневский [12] впервые детально изучили морфологию базальтовых лав в разрезе по р. Шулдак. Преобладают подушечные лавы. Местами появляются тела, лишенные подушечного строения. Они описывались В. Г. Кориневским в качестве компактных лав, но, может быть, лучше, по аналогии с океанами, именовать их покровными базальтами или пластинчатыми покровами.

Удивительно хорошая сохранность позволяет видеть в разрезе по р. Шулдак практически все формы подводных лавовых потоков и гиадокластитовые брекчи, описанные в современных океанических рифтовых зонах при погружениях на спускаемых аппаратах: например в Красном море, Срединно-Атлантическом хребте и Восточно-Тихоокеанском поднятии.

Лавовые подушки соединены между собой тонкими перемычками («шейками») в протяженные лавовые трубы, составляющие индивидуальные потоки (см. рис. 5, б). Почти всегда в разрезе подушек распознается внешняя оболочка толщиной 10—15 см, сложенная закаленными, афанитового типа стекловатыми базальтами, и внутренняя часть, состоящая из более раскристаллизованных базальтов. В ряде случаев есть лишь одна внешняя закаленная корка, а внутренняя часть заполнена перетертым гиадокластитовым материалом — это ископаемые формы пустотелых подушек, из которых вытекли последние порции лавы, а образовавшаяся пустота заполнилась материалом десквамации вулканического стекла. В современных условиях такие пустотелые подушки обычно располагаются вблизи вулканических жерл.

Подушечные лавы Мугоджар, как и современные, растекались отдельными протяженными трубообразными потоками. В обнажениях наблюдаются длинные вытянутые трубы с видимой протяженностью до 10 м. На поверхности лав сохранились почковидные выступы базальтовых стекол, отмечающие места прорыва лавы сквозь стекловатую корку. Поверхность многих подушек морщиниста, покрыта продольной и поперечной штриховкой в виде чередования гребешков и желобков. Морщинистость отражает деформацию еще не вполне застывшей вязкой оболочки под влиянием движения потока лавы внутри канала (см. рис. 5, в).

Среди подушек преобладают уплощенные, разлапистые формы, напоминающие огромных распластанных черепах, а также удлиненные лавовые трубы типа слоновьих хоботов. Уплощенные подушки отвечают малой крутизне склонов, по которым текла лава, а лавовые трубы — крутым склонам. Размеры уплощенных подушек от 1 до 3 м, сечение лавовых труб типа слоновьих хоботов 0,5—1 м.

Лавовые потоки любой формы разветвляются, давая начало двум или нескольким дочерним потокам. Ветвящиеся потоки всегда направлены вниз по течению. Это служит важным индикатором для установления ориентировки течения лавы.

Для поперечного разреза подушечных лав очень характерна секториальная отдельность (см. рис. 5, г). По концентрической зональности (наличие стекловатой оболочки, афанитовой корки и раскристаллизованной сердцевины) и по секториальной отдельности лавы Шулдака очень напоминают типичные океанические базальты. Встречаются пото-

ки базальтов, лишённые секториальной отдельности. Поверхность многих подушек покрыта вариолитовой оторочкой толщиной до 5—10 см с размерами отдельных вариолей от 1 до 5 см.

Покровные базальты легко распознаются по отсутствию подушечного сложения и иногда по свойственной им столбчатой отдельности. Они имеют пластообразную форму залегания. Их мощность варьирует от нескольких десятков сантиметров до 4—5 м. Покровы протягиваются на многие десятки и сотни метров. В районе ур. Исхак документирован покров протяженностью 750 м с востока на запад. Здесь видно, что поток заполняет понижение между нагромождениями подушечных лав, что, как известно, характерно для покровных базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия. Кровля тел часто обладает морщинистостью, канатной поверхностью, которая отражает течение лавы. Какая-то часть покровов представляет собой силлы, внедрившиеся на очень небольшой (первые десятки метров) глубине в более ранние базальты или осадки. Их можно рассматривать как подслоевые потоки.

Промежутки между лавовыми потоками заполнены гиалокластитами, а также редкими линзочками красных яшм. Среди гиалокластитов различается два типа: десквамационные и осыпные. Первые из них образовались в результате отшелушивания вулканического стекла с поверхности лавовых потоков. Крошево стекла заполняет все промежутки. Осыпные гиалокластиты сложены круглыми глобулями вулканического стекла, свидетельствующими о застывании при выдавливании малых порций лавы в воду.

По химическому составу базальты лав и даек отвечают современным океаническим толеитам срединно-океанических хребтов (табл. 1, 2).

В современных океанических рифтовых зонах распознаются сами центры, или аппараты, из которых выливались лавовые потоки, и вулканические постройки, т. е. вулканические горы, образованные накоплением лавовых потоков. В разрезе по реке Шулдак удалось реконструировать и те и другие.

### ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АППАРАТЫ

Центры вулканических излияний, по-видимому, довольно разнообразны. На левой стороне р. Шулдак в районе горы Караксак в обрыве обнажается лавовый купол мощностью до 5 м, сложенный массивными долеритами. Долериты с четкой столбчатой отдельностью прослеживаются на 150 м. Верхний контакт купола рвущий, в долеритах в эндоконтактной зоне развиты крупные вариолиты. Возможно, какая-то часть кровли этого тела выходила наружу и соприкасалась с водой. На западном краю обнажения прослеживается наклонный силл таких же долеритов, расщепляющийся на несколько узких лентовидных потоков подушечных лав толщиной 10—20 см. Они располагаются среди гиалокластитовых глобулярных брекчий осыпного происхождения. Сами потоки сложены стекловатыми базальтами с четко выраженной вариолитовой структурой.

Другой случай перехода силла в поток наблюдается в обрыве левого берега р. Шулдак ниже зим. Донгелек. Здесь силл долеритов со столбчатой отдельностью располагается среди трубообразных подушечных лав с четкой секториальной трещиноватостью. Западное окончание силловой залежи имеет закругленную подушечную форму и разбито теми же секториальными трещинами, что и вмещающие подушки. Оно через узкую перемычку соединено с другими подушками, давая начало лавовому потоку.

Два других вулканических центра связаны с дайками, с их переходами в лавовые потоки.

На левом берегу р. Шулдак выше зим. Донгелек вскрывается тело массивных долеритов неправильной куполообразной формы: его ширина около 10 м, видимая высота (в обрыве берега) 30 м. Оно по извилистой неровной границе прорывает сильно измененные здесь подушеч-

Таблица 1

## Средний химический состав вулканических пород Мугоджарского комплекса, вес. %

Окислы	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	47,59	48,33	48,00	49,46
TiO <sub>2</sub>	1,80	1,59	1,59	1,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,94	14,75	14,34	15,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,29	5,17	5,26	2,27
FeO	6,33	6,95	7,06	8,22
MnO	0,19	0,19	0,19	0,18
MgO	6,60	5,87	7,35	7,71
CaO	10,68	10,52	9,70	11,28
Na <sub>2</sub> O	3,01	3,50	3,16	2,65
K <sub>2</sub> O	0,18	0,18	0,23	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,09	0,09	0,15

Примечание. 1 — подушечные базальты; 2 — покровные базальты; 3 — долериты из даек; 4 — среднее по океаническим толщам. Подсчеты сделаны по материалам В. Г. Корниевского с привлечением данных М. Н. Ильинской, Н. А. Румянцевой, Е. Л. Розинской, В. К. Заравняевой, А. И. Альмухамедова, М. И. Кузьмина.

Таблица 2

## Среднее содержание редких элементов в вулканических породах Мугоджарского комплекса, г/т

Элементы	1*	2	3	4
La	1,69	2,4	4,6	3,36
Ce	7,42	5,7	16,2	10,30
Pr	1,47	4,3	1,7	1,87
Nd	8,71	17,2	10,3	9,87
Sm	3,0	1,7	5,2	3,49
Eu	не опр.	не опр.	1,7	1,26
Gd	5,27	4,4	5,2	5,05
Y + Tb	33,43	40,19	34,0	32,56
Dy	1,36	2,5	6,2	5,22
Ho	1,3	6,3	1,0	1,24
Er	3,97	3,0	3,0	3,48
Tu	1,01	1,3	0,4	0,5
Yb	4,08	1,7	3,0	3,12
Lu	1,02	0,45	0,25	0,49
La/Yb	0,42			1,05
Сумма	74,0	91,14	92,75	81,89

\* Условные обозначения — см. табл. 1.

ные лавы и слои яшм. Сами долериты содержат ксенолиты вмещающих пород. Кверху долеритовое тело сужается и постепенно переходит в потоки подушечных лав, которые достаточно круто, под углами 20°, спускаются вниз в юго-восточном направлении, облекая сердечник из массивных долеритов и более древних измененных базальтов. Потоки сложены разлапистыми уплощенными подушками с множеством трубчатых ответвлений. Эта постройка напоминает вулканические холмы типа стогов сена, описанные в Срединно-Атлантическом рифте и в Красном море.

На правом берегу р. Шулдак у того же зим. Донгелек на обмытой рекой плоской скальной поверхности видно, как долеритовая дайка дает начало потоку подушечных лав. Массивные долериты с шаровой отдельностью слагают субвертикальное тело, имеющее 4 м в поперечнике. Оно, как и в предыдущем случае, располагается среди гиалокластитовых глобулярных брекчий, а сами долериты в эндоконтактной зоне приобретают вариолитовую структуру. От долеритового тела в сторону сквозь гиалокластиты отходит узкая, толщиной 0,5 м, дайка с четкими секущими контактами, с вмещающими ее брекчиями. Через 1,5 м по простиранию дайка переходит в поток подушечных лав.

Несмотря на большую индивидуальность каждого из рассмотренных вулканических центров, в них есть одна общая черта: наличие гиллокластитовых брекчий обычно с глобулярными обломками вулканического стекла. Эти брекчии можно трактовать как околожерловые фации.

Надо подчеркнуть, что во всех случаях мы видим вулканические центры в разрезе; в современных океанах это невозможно, так как наблюдаются лишь самые верхние потоки подушечных лав, маскирующие и погребавшие под собой подводные каналы. Изучение вулканических центров на р. Шулдак имеет большое значение для понимания современных излияний базальтов в океанических рифтовых зонах, позволяя предполагать, что и там сами вулканические аппараты имеют то же строение, что и в разрезе р. Шулдак.

### РЕКОНСТРУКЦИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОСТРОЕК

Подводные вулканические горы, образовавшиеся на дне прежней рифтовой долины за счет накопления подушечных лав, удастся реконструировать, произведя систематические замеры ориентировки потоков подушечных лав. В современных океанических рифтовых зонах установлено, что их осевая вулканическая зона состоит из цепочки вулканических гор высотой 200—300 м и размером до 1 км в поперечнике, с вершины которых во все стороны стекают потоки подушечных лав [8].

В разрезе р. Шулдак были произведены многочисленные замеры направления течения лавовых потоков. Большей частью ориентировка лавовых труб устанавливается сравнительно легко: достаточно, чтобы хотя бы часть лавовой трубы была отпрепарирована. Трудней определить, куда вдоль трубы текла лава. Для этого постоянно приходилось искать разветвления лавовых труб: когда поток расщепляется, то расходящиеся ветви направлены вниз по течению. Результаты измерений показаны на рис. 3. Каждая стрелка суммирует среднее из нескольких замеров.

По полученным данным удастся с той или иной степенью достоверности реконструировать контуры прежних вулканических гор. В Караксакском вулканическом поле в северо-западной его части преобладает западная ориентировка потоков, а в южной — юго-западная и южная. Следовательно, центр вулканической постройки находится где-то в середине Караксакского поля; к сожалению, плохая обнаруженность не позволяет очертить его более точно.

В. В. Матвеев и В. В. Хаин [20, 21] провели корреляцию отдельных потоков на разных склонах Караксакской постройки, установив, что она сложена во вскрытой эрозионным срезом части пятью пачками массивных афировых базальтов, слагающих основание вулкана. В верхней части разреза располагаются потоки пузыристых и вариолитовых базальтов. Они отделены от нижней части толщи линзами слоистых яшм, что свидетельствует о некотором перерыве в вулканизме.

Край вулканической коры маркируется осадками, в том числе металлоносными, как налегающими на лавы, так и инъецированными ими по периферии постройки. Размеры постройки составляют около 3 км в длину и 0,75 км в ширину. Из ориентировки течения лавовых потоков видно, что сохранилась лишь западная половина постройки. Примерно по середине она обрзана роем параллельных даек, протягивающимся от зим. Донгелек.

В Актогайском поле намечаются три вулканических постройки. Из них наиболее полной является центральная постройка, а западная и особенно восточная представлены, как и Караксакская постройка, лишь западными своими половинами. В Ащисайском поле значительно больше покровных базальтов. Они слагают постройку размером до 1 км в поперечнике. У других построек оконтуриваются лишь западные половины.

Размеры реконструированных вулканических построек варьируют в небольших пределах. Все они вытянуты в субмеридиональном направ-

лении, имея ширину от 200—300 м до 1 км при длине до 3 км. Морфология построек тем самым вполне сопоставима с подводными вулканическими горами, составляющими центральное поднятие в оси Срединно-Атлантического хребта или рифта Красного моря.

### РЕКОНСТРУКЦИЯ СПРЕДИНГА И ПАЛЕОРЕЛЬЕФА

Все реконструированные вулканические постройки являются разновозрастными, причем каждая восточная постройка моложе западной. Об этом свидетельствуют следующие данные. Вулканический центр на левом берегу р. Шулдак выше зим. Донгелек находится на восточном, обрезанном дайковой серией краю Караксакской вулканической постройки. Он сечет лавы постройки, а отходящие от него силлы проникают в осадки, перекрывающие лавы Караксакской постройки. Об общем омоложении к востоку говорит постоянное срезание дайками восточных частей вулканических построек. Актогайский рой параллельных даек в своей западной части сечет подушечные лавы Актогайской вулканической постройки, расположенной западнее. В отмытых обнажениях по р. Шулдак хорошо видно, что дайки рассекают лавовые подушки, заполняя зияющие трещины. Та же картина наблюдается в Ащисайском поле. Каждый более восточный рой даек моложе, чем соседствующая с ним с запада вулканическая постройка.

Необходимо еще раз подчеркнуть характерную особенность вулканических построек, а именно то, что сохранились преимущественно лишь их западные половины. Это свидетельствует, что их восточные половины должны были переместиться при рифтинге и растяжении куда-то к востоку.

Все это убеждает в том, что ось спрединга находилась по отношению к современным полям шулдакских лав к востоку от них. Таким образом, в разрезе по р. Шулдак мы наблюдаем остатки ложа лишь западной (в современных координатах) половины океанического бассейна.

Для восстановления рельефа, существовавшего на океаническом ложе в период спрединга, важно то, что на площади чередуются вулканические поля (вулканические постройки) и рои параллельных даек. Дайковые рои представляют собой участки, эродированные глубже, чем вулканические поля: перекрывающие их более высокие горизонты океанической коры, сложенные лавами, смыты последующей эрозией. Если дорисовать эти недостающие верхние горизонты лав, то разрез приобретает ступенчатый облик (см. рис. 4). Каждая западная ступень будет вздернута по сбросу над смежной с ней восточной ступенью, а ее верхняя поверхность окажется слабо наклоненной к западу. Ширина ступеней 3—5 км. Эта картина полностью аналогична рельефу океанических рифтовых зон. Там, как известно, осевой, или внутренний, рифт с обеих сторон обрамляется сбросовыми ступенями шириной в первые километры, причем ступени наклонены в стороны от оси рифта, а сбросы падают к центру рифта. В разрезе по р. Шулдак удается реконструировать характерный ступенчатый рельеф океанической рифтовой зоны и, судя по наклону ступеней, рельеф западного борта рифта, что полностью соответствует выводу о положении оси спрединга на востоке.

У подножия сбросовых ступеней образуются понижения, которые служат карманами для накопления осадков. Один такой осадочный карман есть в разрезе р. Шулдак. Имеется в виду так называемое Майское поле осадков куркудукского комплекса; оно расположено по западному краю Актогайской ступени перед уступом Караксакской ступени.

### СКОРОСТЬ СПРЕДИНГА

В современных рифтовых зонах, обладающих различными скоростями спрединга, особенности появления базальтового вулканизма несколько различаются. Если для хребтов с низкими скоростями ( $< 3$  см/

/год) типичны только подушечные лавы, то в высокоскоростных рифтах ( $>5$  см/год) значительное место занимают покровные базальты и остатки лавовых озер. Явление это объясняется разной интенсивностью вулканических процессов рифтовых зонах с разными скоростями раздвижения плит. Для базальтов, развитых на р. Шулдак, типично не только широкое развитие подушечных лав, но и присутствие в разрезе тонких пластинчатых потоков. Такой тип разреза сопоставим со строением 2-го слоя океанической коры в рифтах с высокими скоростями спрединга, типа Восточно-Тихоокеанского поднятия или задуговых бассейнов Филиппинского моря [22].

Изучение петрографического состава базальтов современных океанов показало, что для низкоскоростных зон спрединга типично присутствие порфировых, чаще всего плагиоклаз-порфировых, разновидностей пород, что объясняется частичной кристаллизацией расплава в промежуточных камерах. В высокоскоростных хребтах кристаллизация толеитового расплава в мелкоглубинной камере под хребтом не происходит и на поверхность поступают довольно однородные афировые базальты.

Базальты р. Шулдак являются преимущественно афировыми; что также согласуется с данными о довольно высоких скоростях спрединга в Уральском палеорифте.

Кристаллизация толеитового расплава в промежуточных очагах под низкоскоростными рифтами приводит к кристаллизационной дифференциации, и в результате составы базальтов отличаются относительно большим разнообразием. Породы высокоскоростных рифтов не дифференцированы и поэтому очень однородны по химическому составу [24]. Химические составы базальтов изученного района очень разнообразны, что объясняется в основном зеленокаменным их перерождением. Однако сопоставление составов свежих, почти неизмененных пород позволяет сделать вывод об их очень слабой дифференцированности. Это также позволяет сопоставить эти породы с базальтами из рифтов с высокими скоростями спрединга.

Наиболее показательным для определения возможной скорости раздвижения литосферных плит в палеорифте может являться содержание в базальтах титана. Изучение состава современных базальтов показало, что чем выше скорость спрединга в рифтовой зоне океана, тем более титанистые базальты изливаются на его дне [25]. Базальты Южных Мугоджар являются высокотитанистыми, в среднем содержат 1,6—1,8%  $TiO_2$ .

Реально в каждом отдельном образце породы содержание  $TiO_2$  зависит не только от состава первичного расплава, но и от степени его дифференцированности в мелкоглубинной камере. Показателем степени дифференцированности может служить железо-магниевое отношение в породе. Выбор образцов базальтов с определенным железо-магниевым отношением позволил сравнить базальты в равной степени дифференцированные и, таким образом, построить график зависимости содержания титана в базальтах от скорости спрединга.

Довольно высокое железо-магниевое отношение даже в неизмененных образцах базальтов Урала позволяет использовать данные только с минимальным содержанием, определенным для данного района, равным 1,2—1,3. Содержание титана в базальтах р. Шулдак, обладающих названным железо-магниевым отношением, колеблется от 1,44 до 1,56%, что соответствует скорости спрединга около 5 см/год (рис. 6).

### ПУЗЫРИСТОСТЬ БАЗАЛЬТОВЫХ ЛАВ И ГЛУБИНА ИЗЛИЯНИЯ

Толентовые лавы, излившиеся в срединно-океанических хребтах, практически сухие, и содержание летучих компонентов в них повсеместно очень мало —  $\sim 0,3$  мас.% [3]. Поэтому степень пузыристости в океанических толеитовых базальтах будет зависеть в основном от величины внешнего давления и может дать информацию о глубине излияния магмы.



Распределение пузырей в каждой индивидуальной подушке неравномерно. Максимальное количество газов в потоке скапливается в верхней части подушки под стекловатой коркой, как показали исследования подушечных лав Красного моря. В этой зоне пузыристость может на порядок превышать среднюю пузыристость в образце. В связи с этим не представляется возможным использование отдельных, случайно взятых образцов для определения пузыристости потоков подушечных лав. Хорошая обнаженность эффузивной толщи на р. Шулдак позволила проводить замеры пузыристости в полном срезе каждой отдельной подушки.

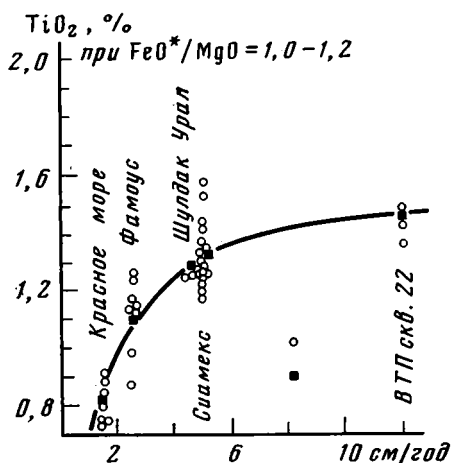


Рис. 6

Рис. 6. Соотношение скорости спрединга и содержания окиси титана в базальтах  
1 — частные данные по анализам; 2 — средние данные по анализам

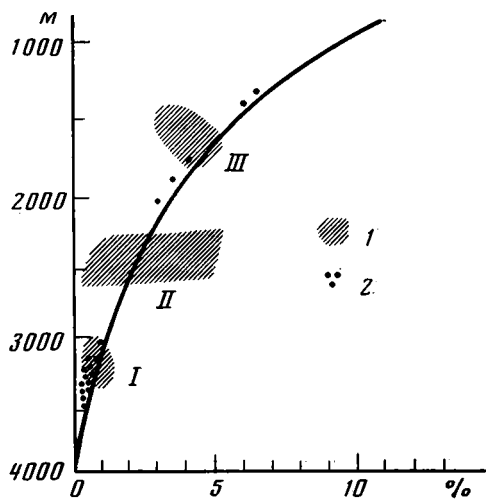


Рис. 7

Рис. 7. Соотношение пузыристости и глубины излияния толеитовых базальтов. По абсциссе — пористость, %, по ординате — глубина, м  
1 — поля пузыристости базальтов: I — Восточно-Тихоокеанское поднятие, II — Срединно-Атлантический хребет, III — Красное море; 2 — пузыристость базальтов вулканической постройки Караксак

Изучение пузыристости индивидуальных потоков вулканической постройки Караксак показало, что четыре пачки базальтов, слагающих цоколь вулкана и составляющих около 80% объема постройки, сложены слабопузырыстыми плотными базальтами. Пузыристость в этих породах колеблется от 0,33 до 1,27% объема породы. Если предположить, что насыщенность газами девонских толеитов, изливавшихся в срединно-океанических хребтах, соответствует этой величине в современных толеитовых базальтах, то глубину излияния изученных базальтов можно определить в 3000 м (рис. 7).

В пачке пузыристых базальтов в верхней части вулканической постройки объем пузырей колеблется от 3 до 20% объема породы. Пузыристая пачка отделена от плотных подушечных лав цоколя вулканической постройки прослоем гналокластитов с линзами яшм мощностью до 50 см, что свидетельствует о том, что между основной вулканической фазой и заключительным его актом, во время которого возникли пузыристые базальты, существовал некоторый временной разрыв. Появление потоков базальтов, резко обогащенных летучими компонентами, отмечается в разрезах 2-го слоя океанической коры только в окраинных океанических бассейнах в тылу островных дуг, например в Филиппинском море. Можно предположить, что обогащение летучими базальтами окраинных морей объясняется поступлением флюидов за счет дегазации в зоне субдукции.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, палеозойские базальты, вскрывающиеся по р. Шулдак, могут быть уверенно сопоставлены с современными океаническими толитами. Они формировались, как и сегодня, за счет спрединга океанического дна. Нет никаких принципиальных отличий в строении современной океанической и палеоокеанической коры. Сохранившийся участок 2-го слоя палеоокеанической коры относится к западной (в современных координатах) части палеоокеанического бассейна.

В отношении природы этого бассейна не существует, однако, полной ясности. Как известно, зоны спрединга и наращивания новой океанической коры существуют в современности, с одной стороны, в срединно-океанических хребтах, а с другой — в тылу островных дуг в окраинных океанических бассейнах, таких, как Филиппинское море, Океанический бассейн, реконструируемый на месте Южных Мугоджар, отличался двумя особенностями. Он формировался очень короткое время, на протяжении не более чем позднего эйфеля и раннего живета, т. е., видимо, в течение 5—10 млн. лет. Океанические комплексы тесно ассоциируют с островодужными комплексами и очень мало оторваны от них по возрасту. Как известно, срединно-океанические хребты отличаются длительностью раскрытия и располагаются вдали от островных дуг. Современные зоны растяжения в тылу островных дуг, например междуговые прогибы в тылу Марианской дуги или дуги Тонга — Кермадек, как раз характеризуются этими двумя особенностями: краткостью формирования и ассоциацией с вулканитами островной дуги. Современные междуговые прогибы обладают, кроме того, сравнительно высокими (5—7 см/год) скоростями, такими же, как реконструируемые в Мугоджарах. Для разреза 2-го слоя океанической коры междуговых прогибов характерно присутствие потоков пузыристых базальтов, что отмечается и в описываемом районе.

Все это говорит в пользу того, что океаническая кора разреза р. Шулдак формировалась в окраинном бассейне в тылу среднедевонской островной дуги.

## Литература

1. *Абдулин А. А., Заровняева В. Г., Кориневский В. Г.* Новые данные по стратиграфии Зеленокаменной зоны Южных Мугоджар.— В кн.: Вопросы геологии и меденосности Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1963, с. 26—39.
2. *Абдулин А. А.* Геология Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1973. 391 с.
3. *Альмухамедов А. И., Труфанова Л. Г., Липидес И. Л., Матвеевков В. В., Таусон А. С.* Летучие компоненты в низкокальциевых толеитовых базальтах осевой зоны Красного моря.— *Геохимия*, 1983, № 1, с. 3—15.
4. *Аполонов М. К., Абдулин А. А.* К вопросу о стратиграфическом положении толщ кремнистых пород девона Южных Мугоджар.— В кн.: Вопросы геологии и меденосности Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1963, с. 59—63.
5. *Водорезов Г. И.* Основные черты стратиграфии палеозоя Мугоджар.— В кн.: Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960, с. 98—137.
6. *Водорезов Г. И.* Основные черты магматизма Мугоджар.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1961, вып. 8, с. 112—123.
7. *Диденко А. Н., Кориневский В. Г., Куренков С. А., Перфильев А. С., Печерский Д. М.* Комплекс параллельных даек Южных Мугоджар.— В кн.: История развития Уральского палеоокеана. М.: Изд. ИО АН СССР, 1983, с. 80—101.
8. *Зоненшайн Л. П., Монин А. С., Сорохтин О. Г.* Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с. ш.— *Геотектоника*, 1981, № 2, с. 3—23.
9. *Иванов С. Н., Кориневский В. Г., Белянина Г. П.* Реликты рифтовой океанической долины на Урале.— *Докл. АН СССР*, 1973, т. 211, № 4, с. 939—942.
10. *Иванов К. С., Иванов С. Н., Пучков В. Н.* Природа и возраст вулканогенных толщ Мугоджар.— *Докл. АН СССР*, 1983, т. 270, № 2, с. 391—394.
11. *Кориневский В. Г., Бурменский А. П.* К стратиграфии вулканогенно-осадочных толщ живетского яруса Западных Мугоджар.— В кн.: Вулканогенные формации Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1967, с. 26—37.
12. *Кориневский В. Г.* Нижнедевонская вулканогенная формация Западных Мугоджар: Автореф. канд. дис. Алма-Ата: Ин-т геологии, 1969. 21 с.
13. *Кориневский В. Г.* Принципиальный вопрос стратиграфии силура Мугоджар.— В кн.: Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1971. Свердловск, 1972, с. 136—138.

14. *Кориневский В. Г.* Раннегеосинклиальный дайковый комплекс Мугоджар.— В кн.: Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976, с. 34—40.
15. *Кориневский В. Г.* Находки древней флоры на Южном Урале.— В кн.: Материалы по палеонтологии среднего палеозоя Урала и Сибири. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977, с. 96—100.
16. *Кориневский В. Г.* Фосфориты в океанических осадках Урала и палеорекострукции.— В кн.: Тезисы докл. 5-й Всес. школы морской геологии. Т. 3. М., 1982, с. 138—139.
17. *Кориневский В. Г.* Подводные вулканоколлювиальные отложения Урала.— Литология и полезн. ископаемые, 1982, № 1, с. 41—54.
18. *Кориневский В. Г.* Геологический очерк Южных Мугоджар.— В кн.: История развития Уральского палеоокеана. М.: ИО АН СССР, 1983, с. 57—80.
19. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Сферолитовые породы Мугоджар.— Тр. СПб. общ. естест., 1905, т. 33, вып. 5, с. 131—165.
20. *Матвеевков В. В., Хаин В. В.* Строение второго слоя океанической коры на Южном Урале: детальное изучение палеовулканической постройки на р. Шулдак (Мугоджары).— В кн.: Тезисы докл. 5-й Всес. школы морской геологии. Т. 2. М., 1982, с. 174.
21. *Матвеевков В. В., Хаин В. В.* Палеовулканическая постройка Караксак (Южные Мугоджары). Опыт изучения палеоокеанологического ложа.— В кн.: История развития Уральского палеоокеана. М.: ИО АН СССР, 1983, с. 112—126.
22. *Матвеевков В. В.* Морфология лав и петрология базальтов срединно-океанических хребтов с различными скоростями спрединга.— Геотектоника, 1983, № 4, с. 26—36.
23. *Тельгузиев А. Т.* Габбро-плагиогранитная формация ниже-среднего девона Западных Мугоджар: Автореф. канд. дис. Алма-Ата: Ин-т геологии, 1969. 31 с.
24. *Juteau T., Eissen J. P., Francheteau J.* Homogeneous basalts from the East Pacific Rise at 21° N: steady state magma reservoirs at moderately fast spreading centers.— *Oceanol. acta*, 1980, v. 3, № 4, p. 487—503.
25. *Morel J. M., Hekinian R.* Compositional variations of volcanics along segments of recent spreading ridges.— *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1980, v. 72, № 4, p. 425—436.

Институт океанологии  
им. П. П. Ширшова АН СССР

Поступила в редакцию  
31.X.1983

УДК 551.242.32(265.2)

НЕПРОЧНОВ Ю. П., СЕДОВ В. В., МЕРКЛИН Л. Р.,  
ЗИНКЕВИЧ В. П., ЛЕВЧЕНКО О. В., БАРАНОВ Б. В.,  
РУДНИК Г. Б.

### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ХРЕБТА ШИРШОВА (БЕРИНГОВО МОРЕ)

Рассмотрены результаты комплексных геолого-геофизических исследований, проведенных в 29-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» на хребте Ширшова (Берингово море). Описаны профили непрерывного сейсмического профилирования, показавшие асимметрию в строении хребта. В результате глубинного сейсмического зондирования получены данные о мощности земной коры под хребтом Ширшова, достигающей 18 км. Среди каменного материала коренных пород (12 успешных драгировок) выделены три ассоциации: 1 — амфиболиты, долериты, кварцевые долериты; 2 — глубоководные кремнистые, кремнисто-глинистые и туфогенно-осадочные отложения триасового, позднемелового — палеогенового и олигоценового возраста; 3 — слаблитифицированные кремнистые и терригенные отложения неогена. Сделан вывод о том, что хр. Ширшова является линейной зоной сучивания океанической коры на границе двух различно построенных котловин Берингова моря.

Строение окраинных морей западной части Тихого океана привлекает внимание исследователей, так как эти бассейны лежат в пределах динамически активной области земной коры — Тихоокеанского тектонического пояса, где можно изучать различные стадии превращения океанической коры в континентальную, а также различные типы деструкции.

Комплексное геолого-геофизическое изучение тектонических структур в пределах окраинных морей этого пояса позволяет судить о механизме этого превращения и тем самым более обоснованно подойти к вопросам их происхождения и структурной эволюции.

Берингово море, самое северное из окраинных морей западной части Тихого океана, состоит из трех глубоководных впадин — Командорской, Алеутской и Бауэрс, разделенных подводными хребтами Ширшова и Бауэрс (рис. 1, А). Впадины отличаются по мощности и возрасту осадочного чехла, возрасту фундамента, интенсивности теплового потока, что позволяет предположить разное происхождение каждой из них. Все эти структуры были изучены в основном геофизическими методами. Верхние горизонты осадочного чехла глубоководных впадин пройдены единичными скважинами глубоководного бурения [22], а состав фундамента глубоководных впадин и подводных хребтов почти не исследован.

Особое значение имеет расшифровка геологического строения хребта Ширшова, природа которого из-за отсутствия представительного каменного материала до недавнего времени была совершенно неизвестной. Учитывая положение этого хребта на границе двух глубоководных котловин различного возраста, данные о его строении имеют принципиальное значение не только для выяснения происхождения отдельных структур Берингова моря, но и для понимания тектонической эволюции всего беринговоморского региона.

В 29-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев», проходившем летом 1982 г. [8], выполнено комплексное геолого-геофизическое исследование хребта Ширшова (рис. 1, Б). В центральной и северной его частях было проведено 12 драгировок, материалы которых совместно с данными непрерывного сейсмического профилирования (НСП) и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) позволяют по-новому представить геологическое строение этой крупной структуры дна Берингова моря.

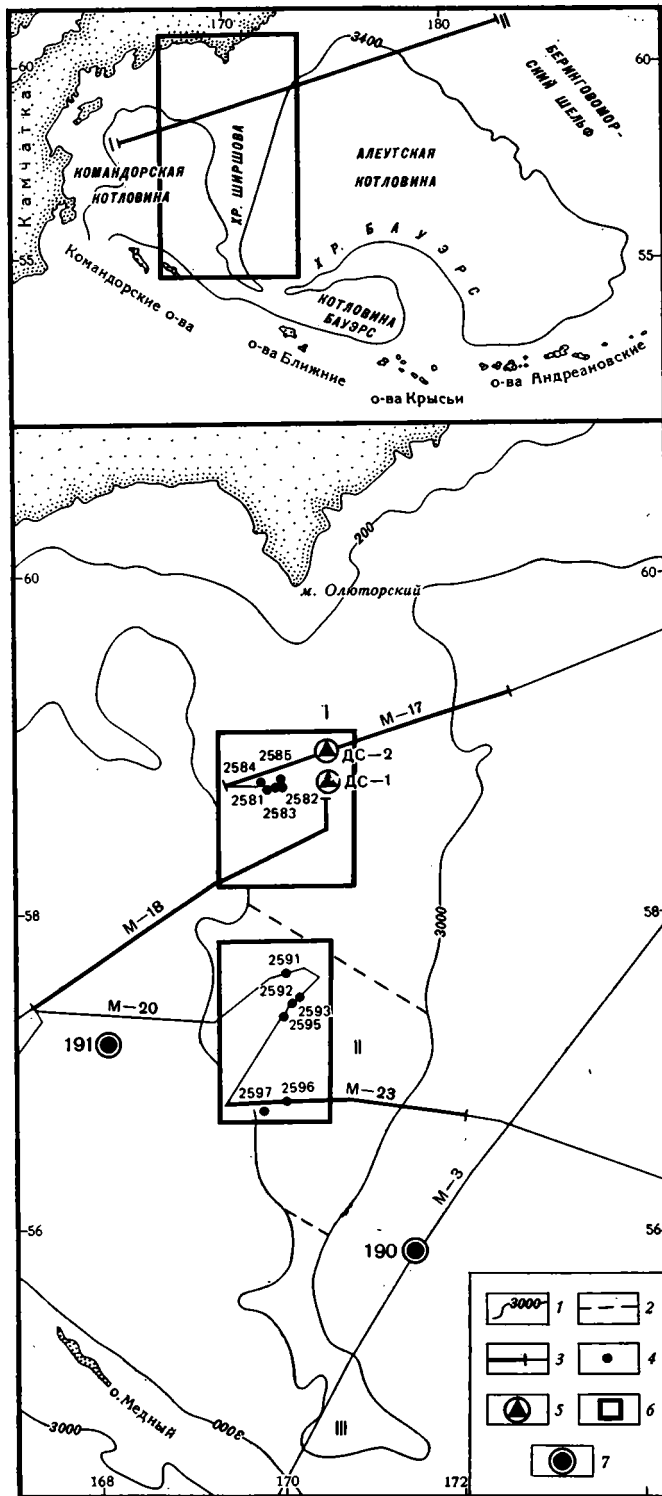


Рис. 1. А. Схема района работ в Беринговом море. I—II — геофизические профили (см. рис. 5). Б. Схема расположения геофизических профилей и геологических станций 29-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» на хребте Ширшова:

I — изобаты, м; 2 — границы блоков (I — северного, II — центрального, III — южного); 3 — профили комплексной геофизической съемки, жирными линиями отмечены разрезы НСП (см. рис. 2, 3, 4); 4 — станции драгирования и их номера; 5 — места постановки донных сейсмографов; 6 — полигоны; 7 — скважины глубоководного бурения

## ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ОБ ОСНОВНЫХ ЧЕРТАХ СТРОЕНИЯ БЕРИНГОВА МОРЯ

Выше отмечалось, что основными структурными элементами Берингова моря являются глубоководные впадины — Командорская, Алеутская и Бауэрса, разделенные крупными подводными хребтами — Ширшова и Бауэрса. На северо-западе эти впадины и хребты отделены от горно-складчатых сооружений Корякского нагорья и Камчатки узкой полосой шельфа и склона; на северо-востоке — от п-ова Аляски обширным пологим шельфом, в пределы которого протягиваются покровно-складчатые структуры востока Корякского нагорья и Южной Аляски [10]. На юге структуры Берингова моря отделены от Тихого океана Алеутской островной дугой.

Строение глубоководных впадин, повсеместно подстилаемых корой океанического типа, отличается друг от друга [2—5, 9, 13, 17—20, 31, 38]. Мощность осадочного чехла в Командорской впадине составляет 1—2 км, в то время как в центральной части Алеутской — 4—5 км, увеличиваясь до 7—9 км в прогибах по ее периферии. Мощность осадочного чехла впадины Бауэрса имеет промежуточное значение — 2—4 км. Возраст верхней части осадочного чехла впадин и его состав установлены на основании литологического и микропалеонтологического изучения кернов скважин 190 и 191 «Гломар Челленджер» [22]. Строение нижней части осадочного чехла определено в результате геофизических исследований.

Осадочный чехол Командорской впадины имеет в основном двучленное строение (толщи А и В по американской классификации) [18]. В нижней части он сложен верхнемиоценовыми — плиоценовыми глинисто-алевритовыми и диатомовыми глинисто-алевритовыми полуконсолидированными илами (толща В), перекрывающими базальтовый фундамент позднеолигоценового возраста, а в верхней части — верхнеплиоценовыми — плейстоценовыми диатомовыми илами с многочисленными прослоями турбидитов (толща А).

В Алеутской котловине осадочный чехол характеризуется трехчленным строением (толщи А, В и С по американской классификации) [18]. Нижняя часть разреза сложена алевритовыми, аргиллитами и известняками и имеет возраст от среднего миоцена и древнее (толща С). Выше залегают диатомовые илы позднемиоценового — плиоценового возраста (толща В), перекрытые толщей турбидитов, нереслаивающихся с диатомовыми илами (толща А), позднеплиоценового — плейстоценового возраста.

Сведения о возрасте фундамента Берингоморского бассейна в значительной мере противоречивы. Магнитные исследования, проводившиеся здесь, выявили серию линейных аномалий субмеридионального простираения по обе стороны от хребта Ширшова параллельно его оси [29].

В Алеутской впадине магнитные аномалии были идентифицированы А. Купером и др. [20] как М1-М13 по мезозойской магнитной шкале Ларсона [30] и Хилде [25], что соответствует интервалу времени 110—130 млн. лет, т. е. неокому — баррему. При этом возраст аномалий в Алеутской котловине удревняется по направлению с востока на запад к хребту Ширшова.

Линейные магнитные аномалии в Командорской котловине не идентифицированы. Меньшая по сравнению с Алеутской впадиной глубина залегания акустического фундамента в Командорской котловине, его более расчлененный рельеф в сочетании с возрастной датировкой толеитовых базальтов фундамента (в скв. 191—29,6 млн. лет [22]) позволяют предполагать, что возраст Командорской впадины более молодой. Существует, однако, альтернативная возможность, что мезозойский фундамент Командорской впадины омоложен последующими излияниями эффузивов.

Г. В. Дементьев [6, 7], анализируя те же профили, что и американские исследователи [19, 20], пришел к совершенно иному выводу о характере магнитного поля Алеутской и Командорской впадин. По его

мнению, линейные магнитные аномалии симметричны относительно оси хр. Ширшова, которому в связи с этим приписывается рифтовая природа. Соответственно возраст аномалий удревняется при удалении от хребта. Согласно этой модели возраст второго слоя Алеутской впадины меняется от 25 млн. лет у восточного склона хребта Ширшова до 70 млн. лет (аномалия 29 по шкале Хертцлера и др. [24]) у подножия восточной части Берингоморского склона.

Строение асейсмичных хребтов Ширшова и Бауэрса изучено слабо. Коренные породы в пределах хребта Ширшова получены двумя драгировками в его южной части [35]. Поднятые породы представляют собой туфы андезитов и альбитизированные палагонитовые туфы. К — Аг-возраст андезитовых туфов составляет 16,8 млн. лет (средний миоцен).

Возраст пород северной части хребта принимается позднемеловым [35], так как орографически хребет является прямым продолжением береговых структур Олюторской зоны Корякского нагорья, где широко распространены верхнемеловые отложения, либо считается миоценовым, если хребет рассматривается в качестве древнего рифта, от которого шел спрединг в сторону Командорской и Алеутской впадин [6, 7].

Почти полное отсутствие геологических сведений о вещественном составе и возрасте пород, слагающих хребты Ширшова и Бауэрса, и противоречивость геофизических данных породили различие во взглядах на их природу и положение в структуре Берингоморского бассейна. Различие во взглядах на природу асейсмичных хребтов Берингова моря в значительной степени способствовало тому, что возникновение Берингоморского бассейна в целом в настоящее время интерпретируется по-разному. Иногда его образование связывается с обрушением и переработкой (океанизацией) континентальной коры [14]. Значительно больше гипотез, в которых рассматривается первично океаническая природа этого бассейна, хотя и нет единой точки зрения о формировании его отдельных частей.

Одни высказывают мнение, что океаническая кора Берингова моря образовалась при спрединге в тылу Алеутской островной дуги [27]. Другие считают, что Берингоморский бассейн возник в конце мезозоя(?) — раннем кайнозое при заложении Алеутской островной дуги. При этом впадины Алеутская и Бауэрса представляли собой остатки мезозойской океанической коры Тихого океана [19, 20, 35]. Океаническая кора Командорской впадины предполагается более молодой [27, 35]. Разными исследователями предлагается разный механизм ее происхождения. Одни авторы [21] считают, что она сформировалась в процессе позднекайнозойского спрединга при поднятии мантийного диапира, другие [35] — что эта впадина, так же как Алеутская и Бауэрса, является частью мезозойской плиты Кула, но молодые излияния базальтов на дне Командорской котловины увеличили мощность ее фундамента. Есть гипотеза [15], согласно которой Берингоморский бассейн возник при отшнуровывании Алеутской островной дугой части древнего океана, где уже существовали хребет Ширшова, образовавшийся на месте трансформного разлома, а также хребет Бауэрса и плато Умнак, представлявшие собой соответственно островную дугу и океаническое поднятие.

Проблема эволюции Берингоморского бассейна тесно связана с проблемой происхождения и развития хребта Ширшова, о строении которого известно очень мало. Непрерывное сейсмическое профилирование, проводившееся в пределах хребта Ширшова американскими геологами на НИС «Вима» (21-й рейс) и «Роберт Конрад» (12-й и 14-й рейсы), показало, что хребет является асимметричной структурой с более пологим восточным и более крутым, осложненным уступами, западным склоном [30, 34]. Акустический фундамент восточного склона имеет более спокойный рельеф и, вероятно, в меньшей степени разбит тектоническими нарушениями по сравнению с западным склоном, фундамент которого имеет сильно расчлененное блоковое строение.



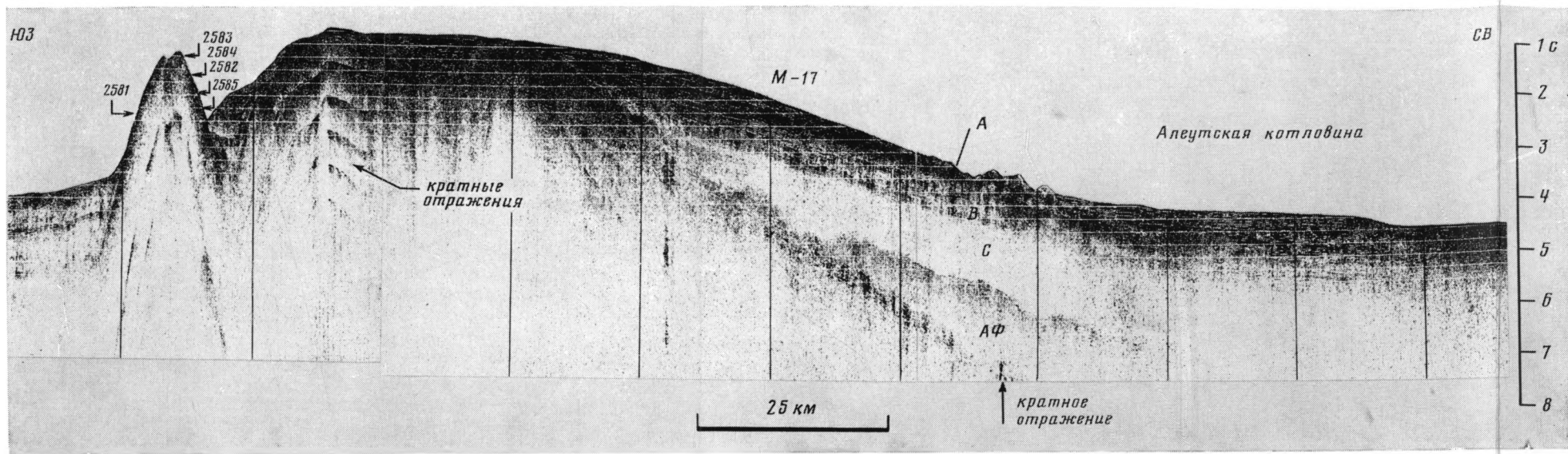


Рис. 2. Морфология северной части хребта Ширшова по профилю НСП М-17. Стрелками показаны точки драгирования

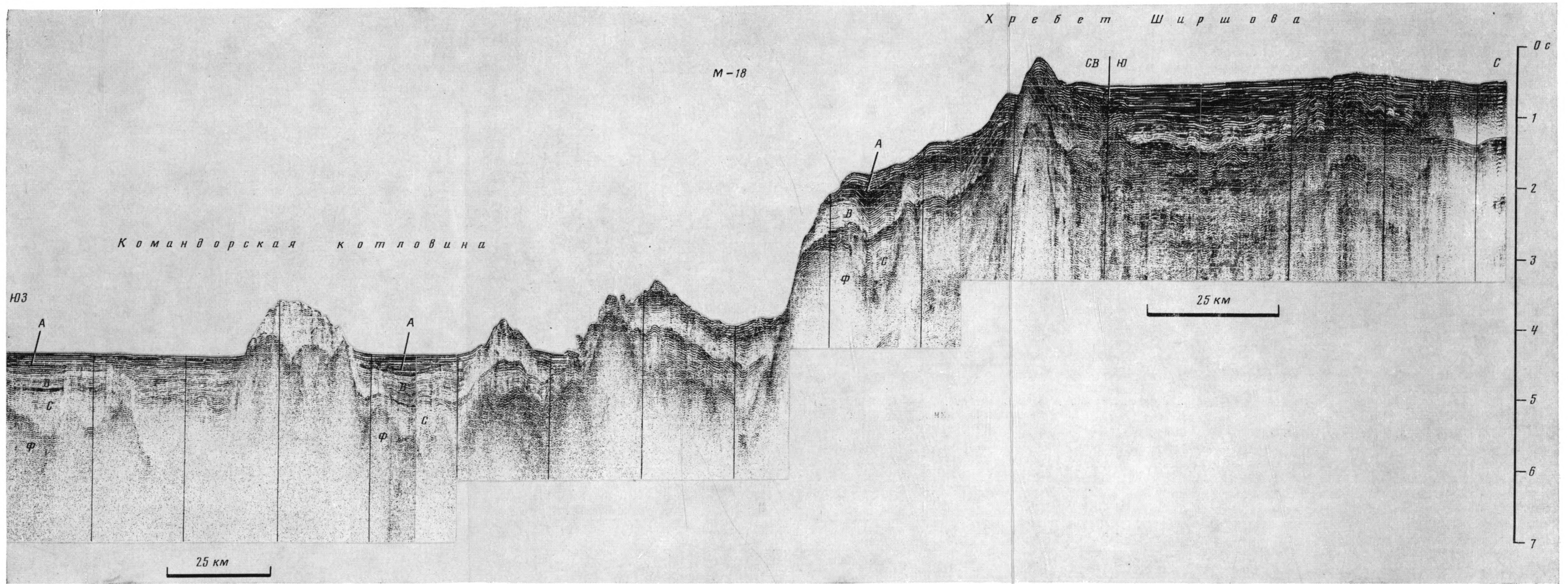


Рис. 3. Структура осадочной толщи и акустического фундамента вдоль вершинной поверхности и на западном склоне хребта Ши́ршова. Профиль НСП М-18. Буквами А, В, С обозначены различные слои. Ф — фундамент

Наиболее часто в литературе высказывается мнение, что хребт Ширшова является древней островной дугой [35]. Основанием для такого предположения служат драгированные в южной части хребта андезитовые туфы среднемиоценового возраста.

Предположение о режиме развития хребта Ширшова как островной дуги допускает разновозрастность и различный тепловой режим коры, подстилающей Командорскую и Алеутскую впадины. Главным возражением, которое выдвигается противниками этой точки зрения, является отсутствие следов глубоководного желоба, который фиксировал бы зону субдукции. Это хорошо видно на сейсмических профилях, полученных при пересечении хребта, и подтверждается также гравиметрическими исследованиями.

Коренное происхождение пород андезитового состава, драгированных американскими исследователями в южной части хребта Ширшова, также вызывает сомнение в связи с положением хребта в зоне интенсивного ледового разноса: являются ли они автохтонными или же принесены сюда плавающими льдами, сказать с уверенностью нельзя, так как в литературе, где упоминаются эти породы, отсутствуют указания на этот счет.

Еще большие возражения вызывает существующее в литературе представление о хребте Ширшова как о срединговой структуре [6, 7, 28]. Если принять эту точку зрения, то возраст фундамента и осадочного чехла обеих впадин должен быть одинаковым. Сходными должны быть и другие характеристики. Однако простой подсчет скоростей осадконакопления и мощностей осадочного чехла во впадинах (в Алеутской впадине мощность чехла приблизительно в 2—3 раза больше при скоростях осадконакопления, по крайней мере с позднего миоцена, в 1,5—2 раза ниже, чем в Командорской впадине) показывает, что фундамент Командорской впадины должен быть намного моложе. Об этом же свидетельствует и приблизительно вдвое более высокий тепловой поток в Командорской котловине по сравнению с Алеутской [23, 40].

З. Бен-Аврахам и А. Купер [15] предложили модель образования хребта Ширшова при прохождении в позднем мезозое плиты Кула над «горячей точкой» вблизи трансформного разлома субмеридионального простирания. Возраст пород, слагающих фундамент хребта, в соответствии с этой моделью должен удреветься в направлении с юга на север. Однако данные, подтверждающие это, отсутствуют.

Высказывались также предположения, что хребт Ширшова является остаточной дугой [26], микроконтинентом [33] или непосредственным продолжением тектонических структур Олюторского полуострова [35], поднятием вулканической природы [13].

Как видно, все перечисленные выше точки зрения на происхождение и эволюцию хребта Ширшова страдают недостаточной обоснованностью и нуждаются в пересмотре.

### ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О РЕЛЬЕФЕ ХРЕБТА ШИРШОВА

Хребт Ширшова протягивается в субмеридиональном направлении на расстояние около 700 км при ширине до 130 км. В северной своей части он является подводным продолжением Олюторского полуострова. При приближении к Алеутской островной дуге хребт меняет свое простирание на субширотное и на глубинах около 3600 м почти смыкается с хребтом Бауэрса.

По геоморфологическим признакам хребт может быть разделен на три почти равных блока — северный, центральный и южный. Последний нами не рассматривается, так как детально он не изучался (за исключением одного профиля НСП) и драгировки здесь не проводились.

Северный блок протяженностью около 100 миль имеет вершинную поверхность шириной 15—20 миль, бровка которой обычно совпадает с изобатой 750 м. Ширина блока по основанию 60—75 миль. Вершинная поверхность слабо наклонена к востоку и расчленена рядом изометричных гребней и ложбин амплитудой от 40—60 до 350 м. Западный склон

блока крутой (от 13—15 до 25—30°). Его подножие отмечается на глубинах от 2250 м на севере до 3350 м на юге. Восточный склон более пологий (в среднем 5°) и осложнен рядом уступов высотой 200—250 м. Подножие отмечается здесь на глубинах 3100—3500 м.

Центральный блок в плане имеет форму клина: в северной части его ширина составляет 70—80 миль, а к югу она уменьшается до 50 миль. Вершинная поверхность блока выражена двумя крупными изометричными поднятиями, очерченными изобатой 1000 м. Каждое из них состоит из нескольких валов амплитудой 50—300 м, вдоль подножий которых прослеживаются ложбины.

Вершинные поверхности северного и центрального блоков разделены седловиной, причем центральный блок опущен относительно северного на 400—600 м. Контур вершинной поверхности северного блока в его южной части делает заметный изгиб в восточном направлении. Смещение бровки вершинной поверхности северного блока относительно центрального достигает 14 миль. Это позволяет предполагать существование крупного разлома между обоими блоками, что подтверждается также характером рисовки изобат и контуром подножия хребта.

### РЕЗУЛЬТАТЫ НЕПРЕРЫВНОГО СЕЙСМОПРОФИЛИРОВАНИЯ

Непрерывное сейсмопрофилеирование в 29-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» выполнялось по нескольким профилям в пределах северного, центрального и южного блоков хребта Ширшова (см. рис. 1, Б).

#### СЕВЕРНОЕ ПЕРЕСЕЧЕНИЕ

Самый северный из профилей НСП (М-17) начинается в Алеутской впадине, с северо-востока на юго-запад пересекает свод хребта (около 59° с. ш.) и оканчивается у его подножия в Командорской котловине. В 50 км южнее параллельно проходит еще один профиль (М-18), начинаясь на своде хребта и заканчиваясь далеко в Командорской котловине.

На профиле НСП М-17 прекрасно видна асимметрия в строении хребта — его восточный склон существенно положе западного (рис. 2). Акустический фундамент (АФ) выделяется здесь отчетливо, за исключением глубоких депрессий, где отражения от него теряются в поле более интенсивных кратных волн. Также уверенно АФ виден западнее хребта Ширшова в прилегающей части Командорской котловины. Восточнее, на расстоянии около 50 км от хребта, он постепенно погружается на глубину 3,0 с ниже поверхности дна и далее не прослеживается совсем, что, видимо, связано с большой глубиной его залегания в Алеутской котловине.

Для восточного склона хребта характерно на фоне постепенного погружения поверхности фундамента наличие нескольких уступов, ступенчато опускающихся вниз. На профиле (см. рис. 2) хорошо видно, что поверхность фундамента в каждом более нижнем уступе вздернута относительно кровли фундамента более верхнего уступа. Возможная интерпретация подобной картины может состоять в том, что склон в данном месте образован серией тектонических пластин, надвинутых друг на друга и разбитых серией более молодых разломов. Эти пластины, имеющие субмеридиональное простирание, присутствуют на всех профилях, пересекающих северный и центральный блоки хребта Ширшова.

Сводная часть хребта Ширшова состоит из двух массивных поднятий фундамента шириной около 30 км, разделенных узкой (10 км) глубокой депрессией.

По сравнению с восточным западный склон хребта имеет более сложное строение. В данном пересечении он осложнен выступом акустического фундамента, возвышающегося над соседними участками склона на 1000—1200 м. Общая амплитуда западной стенки АФ составляет 3,5—4 км. Крутизна стенок здесь достигает 30°. Аналогичный выступ АФ



присутствует на ряде других профилей [33] (см., также рис. 4). Анализ полученных нами данных совместно с результатами американских исследователей [33] дает основание полагать, что эти выступы фундамента представляют собой линейные гряды северо-западного направления, т. е. косо ориентированные к общему субмеридиональному простиранию хребта. Эти гряды, понижаясь и выполаживаясь, постепенно погружаются в Командорскую котловину и могут быть прослежены здесь достаточно далеко в качестве поднятий фундамента, перекрытых осадками. На некоторых профилях (рис. 3) видно, что западный склон хребта Ширшова имеет ступенчатое строение.

Мощность осадочного покрова на хребте Ширшова изменчива. В Алеутской впадине у подошвы хребта она составляет 3 км, постепенно уменьшаясь вверх по склону до 0,1—0,2 км на вершине. В центральной депрессии между выступами АФ мощность осадочного покрова составляет не менее 2 км. На западном склоне хребта она сильно изменчива из-за сильной расчлененности и неровности фундамента, который местами на крутых сбросовых уступах обнажен на дне.

**Внутренняя структура осадочного покрова** на обоих склонах хребта имеет много общего. В сводовой депрессии, на пологом восточном склоне хребта и у его западного подножия в Командорской котловине в основании осадочного покрова выделяется слой акустически прозрачных осадков с сильно отражающей границей в кровле (см. рис. 2, 3, 4). Этот слой мы сопоставляем со слоем С (алевролиты, аргиллиты и известняки среднего миоцена и древнее), вскрытым глубоководным бурением в Алеутской котловине [22]. Он заполняет большую часть всех прогибов фундамента на хребте, достигая там иногда мощности до 1,5 км, а изменения ее в основном определяют колебания мощности всего осадочного покрова, в том числе и в Алеутской, и Командорской котловинах. На обоих склонах граница в кровле этого слоя спокойно примыкает к выступам фундамента или облекает их без следов явных деформаций. Это дает основание полагать, что рельеф акустического фундамента хребта Ширшова был сформирован по крайней мере до отложения кровли слоя С.

Далее вверх по разрезу выделяется слой слабо- и среднестратифицированных осадков мощностью 300—500 м со слабым угловым несогласием как в подошве, так и в кровле слоя (слой В). И наконец, верхняя часть разреза представлена маломощным сильностратифицированным горизонтом (слой А), который в сводовой части хребта с угловым несогласием облекает местами эродированную поверхность нижележащего слоя В, а у подножий хребта заполняет и выравнивает небольшие прогибы его поверхности. По данным бурения, в котловинах (скв. 190, 191) эти стратифицированные слои (А+В) представлены верхнемиоценовыми — плейстоценовыми диатомовыми илами, переслаивающимися с турбидитами.

### ЦЕНТРАЛЬНОЕ ПЕРЕСЕЧЕНИЕ

В центральной части хребет Ширшова пересечен двумя субширотными профилями НСП: М-20, начинающимся далеко в Командорской котловине и протягивающимся до свода хребта; и параллельным ему профилем М-23, расположенным в 50 км южнее, который начинается в Командорской котловине у самого подножия хребта, пересекает последний и продолжается в Алеутскую котловину. На своде хребта здесь также выполнены два коротких профиля НСП М-21 и М-22, связывающие оба субширотных профиля. В этом пересечении (рис. 4) обнаружено много общего с более северным как по морфологии фундамента, так и по мощности и структуре осадочного чехла.

Поверхность акустического фундамента погружается в Алеутскую котловину, непрерывно прослеживаясь до глубины 3—4 км ниже поверхности дна до погребенного поднятия Бартлетта. На западном склоне хребта наблюдается узкий выступ акустического фундамента, возвышающийся более чем на 0,5 км над прилегающей с востока частью хребта

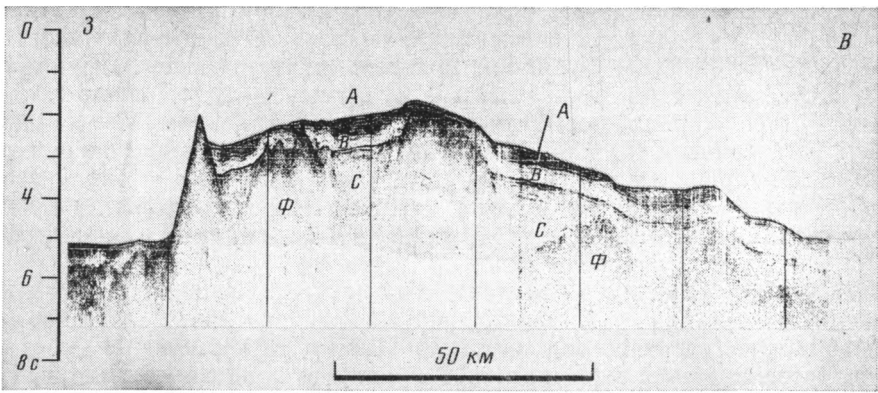


Рис. 4. Морфология центральной части хребта Ширшова по профилю НСП М-23. Буквами А, В, С обозначены различные слои. Ф — фундамент

В сводовой части хребта четко выделяется центральный грабен, имеющий классическую телескопическую структуру. К востоку и западу от центрального grabena видно явное различие в структуре соответственно приалеутского и прикомандорского блоков. Восточный блок характеризуется более ровной поверхностью дна и меньшей расчлененностью рельефа фундамента, т. е. большей стабильностью. На поверхности западного блока видны крупные уступы с амплитудами 0,5 км, которые приурочены к нарушениям. Это нашло свое отражение в интенсивной деформированности осадочной толщи и расчлененности рельефа дна. По-видимому, тектоническая активность в прикомандорской половине хребта Ширшова не прекращается (или возобновилась) в самое недавнее время.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ГЛУБИННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Профиль ГСЗ, выполненный в 29-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев», был расположен на вершинной поверхности северного блока хребта Ширшова (см. рис. 1) и отрабатывался с применением автономных донных сейсмографов (ДС) и пневматических излучателей (ПИ) объемом 30 дм<sup>3</sup>. Два донных сейсмографа (ДС-1 и ДС-2) были установлены на расстоянии 10 миль (18,5 км) друг от друга в направлении с севера на юг на глубинах 610 и 570 м соответственно. Общая длина профиля составила около 50 миль (93 км) при максимальной дальности регистрации преломленных волн до 30 км.

В результате проведения ГСЗ впервые получены данные о структуре земной коры под хребтом Ширшова. По предварительным результатам обработки данных ГСЗ, мощность земной коры в северной части хребта Ширшова составляет около 18 км (рис. 5). В составе земной коры выделены слои со скоростями 1,8; 3,2; 4,0—4,5; 5,0; 5,7; 6,8 км/с, а поверхность Мохоровичича охарактеризована скоростью 8,0 км/с.

Утолщение земной коры под хребтом Ширшова по сравнению с Командорской и Алеутской котловинами, где глубина до границы Мохоровичича равна соответственно 11—12 и 14—16 км [37, 38], можно интерпретировать, как будет показано ниже, как ее скупивание за счет надвигообразования.

#### КОРЕННЫЕ ПОРОДЫ

В 29-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» было проведено 12 драгировок в северной и центральной частях хребта Ширшова (таблица). Район драгировок был расположен в области интенсивного ледового разноса, благодаря чему наряду с бесспорно коренным было получено некоторое количество аллохтонного материала. Проведенный анализ поднятых пород позволил разделить их на три группы.

Первая из них — группа ледового разноса, состоящая из большого и пестрого по составу набора пород (двупироксеновые базальты, липариты, туфы кислого состава, игнимбриты, габбро-диориты, различные гранитоиды), большая часть которых представляет собой хорошо окатанную гальку. Сходные петрографические различия были установлены нами среди материала ледового разноса в северной части Тихого океана (Императорский разлом) и в Беринговом море (Наваринский каньон).

Вторая группа, небольшая по объему, но наиболее спорная по происхождению, объединила серию пород, связанных сходством петрографического состава (андезиты, дациты и их туфы). Поскольку у нас нет уверенности ни в автохтонной, ни в аллохтонной природе этих пород, то в дальнейшем их происхождение не обсуждается.

Третья группа охватывает коренные породы хр. Ширшова. При выделении ее мы руководствовались рядом признаков (свежие плоскости отрыва, выдержанный состав определенных групп пород, количество драгированного материала, статистическая воспроизводимость и т. д.).

Среди коренных пород выделяются три ассоциации.

Первая представлена амфиболитами, долеритами, кварцевыми долеритами, а также кварц- и биотит-содержащими габбро.

Амфиболиты имеют полосчатую текстуру, обусловленную чередованием полос, обогащенных цветными минералами и плагиоклазом. Характерна линейная ориентировка слагающих их минералов. Изредка устанавливаются разновидности метаморфитов, частично сохранивших реликты первичной магматической структуры и реликтовые минеральные парагенезисы. Их изучение показывает, что метаморфическая полосчатость амфиболитов, видимо, наследует кумулятивную полосчатость исходного субстрата, представляющего собой расслоенные габбро. Парагенезис минералов (зелено-бурая роговая обманка, плагиоклаз) в сочетании со сланцеватыми текстурами и типично метаморфическими структурами показы-

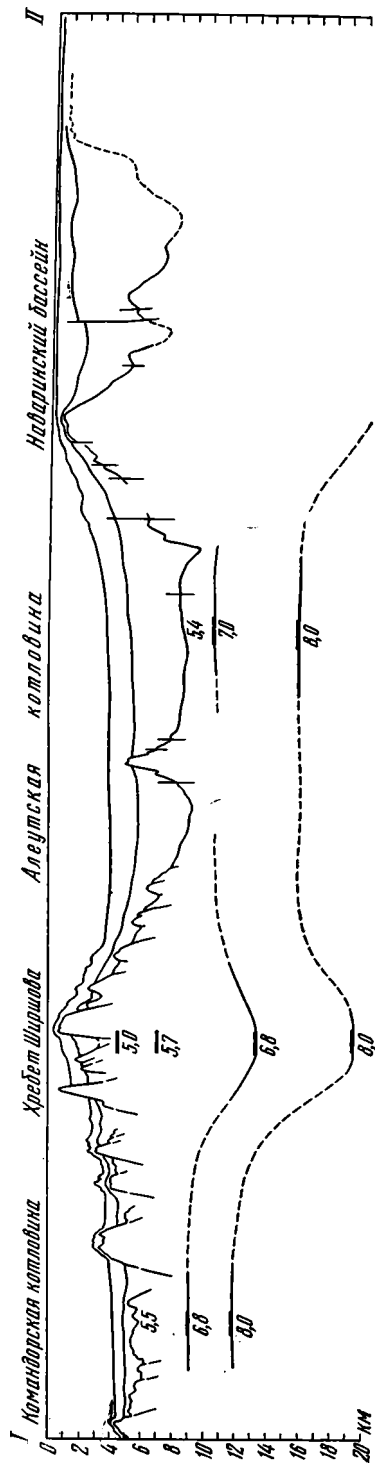


Рис. 5. Сейсмический разрез через Берингово море. Строение земной коры в Командорской и Алеутской котловинах дано по ра-ботам [36, 37]



Автохтонный каменный материал, драгированный в 29-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» на хребте Ширшова, Берингово море

№ станции	Район	Координаты		Интервал глубин, м	Объем материала, кг	Описание образцов
		широта (с. ш.)	долгота (в. д.)			
2581	Северный блок хребта Ширшова, западный склон	58°46,6'	169°50,8'	1900—1850	3	Автохтонный материал отсутствует
2582	То же	58°47,7'	170°00,3'	1595—1490	6	Базальты, амфиболиты, милонитизированные зеленые сланцы с зеркалами скольжения
2583	»	58°45,6'	169°58,7'	1000—890	10	Остроугольные обломки со следами свежих сколов гидротермально измененных пород
2584	»	58°45,6'	169°59,6'	1235—1175	5	Угловые обломки, часто со следами свежих сколов, амфиболитов, развитых по полосчатому габброидному комплексу
2585	»	58°46,6'	170°00,5'	1900—1600	80	Обломки и щебенка полосчатых амфиболитов по габброидам расслоенного комплекса, диатомиты, песчаники, брекчии с обломками амфиболитов
2591 Драга 1	Центральный блок хребта Ширшова, западный склон	57°29,2'	170°08,0'	1035—675	2	Автохтонный материал отсутствует
2591 Драга 2	То же	57°29,2'	170°08,0'	1035—675	4	Обломки и щебень базальтов, долеритов, габбро-долеритов, кремнистых пород, нередко трещиноватых с зеркалами скольжения
2591 Драга 3	»	57°32,0'	170°08,0'	970—675	70	Обломки, часто со следами отрыва и щебенка кремнистых, кремнисто-глинистых, туфогенно-осадочных пород, базальтов, габбро-долеритов
2592	»	56°59,8'	170°03,8'	1040—800	5	Кремнистые породы, кремни, базальты, долериты, габброиды, туфопелиты; часты зеркала скольжения
2593	»	56°59,0'	169°59,0'	1460—1100	150	Обломки и глыбы кремнистых пород, иногда с кремнисто-глинистыми прослоями, базальты и их туфы, долериты, габбро, туфопелиты, туфопесчаники; породы в разной степени раздроблены с многочисленными зеркалами скольжения
2595	Центральный блок хребта Ширшова, западный склон	50°51,3'	169°59,6'	750—675	20	Обломки и щебень кремней, кремнисто-глинистых образований, базальтов, габбро-долеритов

№ станции	Район	Координаты		Интервал глубин, м	Объем материала, кг	Описание образцов
		широта (с. ш.)	долгота (в. д.)			
2596	Центральный блок хребта Ширишова, эскарп на западном склоне	56°40,5'	169°37,0'	2000—1500	15	Обломки хорошо литифицированных слоистых песчаников, аргиллитов и слаболитифицированных песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов с кремневыми гальками

вают, что эти габбро подверглись динамотермальному метаморфизму амфиболитовой фации.

Менее метаморфизованные полнокристаллические базиты, полностью сохранившие первичные магматические структуры и претерпевшие лишь частичные минеральные превращения, представлены кварцевыми долеритами, кварцевыми габбро-долеритами, амфиболитованными кварц-биотитсодержащими габбро. Для них характерен слабый региональный метаморфизм с замещением первичных минералов хлоритом, пренитом, эпидотом. Парагенезис этих минералов и сохранность первичных магматических структур соответствуют условиям зеленосланцевой фации метаморфизма (см. также [39]).

По минеральному составу, структурно-текстурным особенностям и минеральным превращениям эти породы можно сопоставить с дайковым комплексом офиолитовых ассоциаций. Об этом же свидетельствуют зафиксированные в единичных драгированных образцах интрузивные контакты долеритов с базальтами.

Вторая ассоциация представлена глубоководными кремнистыми, кремнисто-глинистыми, туфогенно-осадочными отложениями, содержащими многочисленные остатки радиолярий. Среди этих пород изредка встречаются слабоизмененные базальты афировой структуры и массивной текстуры. Парагенезис вторичных минералов (хлорит, бастит) в сочетании с деанортизированным плагиоклазом, типичен для метаморфизованных базальтов океанического дна [11].

По остаткам микрофауны, вещественному составу и степени литификации осадочные породы второй ассоциации (по данным Н. В. Цуканова, В. С. Вишневецкой, Г. Х. Казариной, Д. И. Витухина, Н. Ю. Брагина) подразделяются на три комплекса.

Средне- и верхнетриасовый комплекс ( $T_{2-3}$ ) объединяет сильнолитифицированные породы (кремни), к которым относятся два остроугольных образца, поднятых с глубин 970—675 м (ст. 2591, драга 3). Это темно-серые до черного кварциты и микрокварциты, состоящие целиком из микро- и мелкозернистых агрегатов кварца. Породы сильно перекристаллизованы. В одном образце отмечается тонкая (1—2 мм) слоистость (чередование светлых и темных слоев). В породах содержатся многочисленные радиолярии: *Triassocampe cf. deweveri* (Nakaseko et Nishimura), *Archaeospongoprunum cf. japonicum* Nak, et Nish., *A. cf. tenue* Nak. et Nish., *Emiluvia? sp.*, характерные для анизийско-нижнекарнийских отложений (определения Н. Ю. Брагина).

В этих же образцах обнаружены средне-верхнетриасовые остатки конодонтов: *Enantiognathis sp.*, *Hindeodella sp. (cf. snevica)*, *Cypridodella sp.*, *Neogondolella sp.*, *Metapolygnathus sp.*, — определения М. Я. Пятаковой.

Верхнемеловой — нижнепалеогеновый комплекс ( $K_2—P_1$ ) состоит из сильнолитифицированных кремнистых пород (кремней), поднятых с глубины 1460—1100 (ст. 2593) и 750—675 м (ст. 2595). Это серые, серовато-зеленые, серовато-лиловые породы, состоящие из кварц-халцедоно-

вого агрегата. Основная масса — кремнистая или глинисто-кремнистая, тонкокристаллическая до микрозернистой. Кластический материал алевритовой размерности сложен обломками кварца, плагиоклаза, пироксенов, роговой обманки, эпидота. Встречается много спикул губок, диатомей и радиолярий хорошей сохранности. Комплекс радиолярий: *Cromyosphaera videnkensis* Lipman, *Prunobrachium sibericum* Lipman, *Cromyodruppa concentrica* Lipman, *Phaseliforma* sp., *Stylodictya* sp., *Dictyomitra regina* Campbell and Clark, *Lithocampe?* *enreia* Foreman, *Theocampe altamoutensis* (Campbell and Clark), *T. cf. yaoi* Taketani, *Stichomitra manifesta* Foreman, *S. compsa* Foreman, *S. livermorensis* (Campbell and Clark), *Cornutella californica* Campbell and Clark, *Anthocyrtella(?) limbata* Koslova, *Theocapsomma* sp., *Lophohaena?* sp., *Amphipyndax stocki* (Campbell and Clark), характерен, по мнению В. С. Вишневской, для кампан-маастрихт-нижнепалеогеновых отложений.

**Палеогеновый комплекс** (P<sub>3</sub>?) состоит из литифицированных кремнисто-глинистых пород, драгированных с глубины 1460—1100 (ст. 2593) и 2000—1500 м (ст. 2596). Наиболее распространены кремнистые туфы и туффиты, реже встречаются трепелы, опоковидные трепелы. Породы хорошо литифицированы; цвет их зеленовато-серый, серый. Обычно они тонкослоистые.

Витрокристаллокластические кремнистые туфы алевропелитовой, реже песчаной размерности состоят из обломков кварца, плагиоклаза, полевого шпата, пироксена, роговой обманки, батиаста, хлорита. Основная масса — кремнисто-глинистая. Трепелы или опоковидные трепелы состоят из кристобалита и опал-халцедонового агрегата с примесью зерен плагиоклаза, роговой обманки. В породах содержатся диатомовые, радиолярии, спикулы кремневых губок, силикофлагелляты.

Радиолярии: *Spongurus bilobatus* Campbell et Clark = ? *Spongurus smithi* Campbell et Clark характерны, по мнению Д. И. Витухина, для эоцена — миоцена. Диатомей *Arachnoidiscus ehrenbergii* Bailey, *Stephanopyxis turris* (Greville et Annot) Ralfs, *S. marginatus* Grunow, *Coccinodiscus marginatus* Ehrenberg, *C. perforatus* Ehrenberg, *C. aff. asteromphalus* Ehrenberg, *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Kutzing, *Navicula distans* W. Smith, *Cymbella* sp. и силикофлагелляты *Corbisema triacantha* Ehrenberg и *Naviculopsis biapiculata* (Lemmerman) Burky типичны, по мнению Г. Х. Казариной, скорее всего для олигоцена.

Третья ассоциация представлена слаболитифицированными диатомидами, спикулитами, песчаниками и конгломератами, драгированными с глубины 1900—1600 м (ст. 2585) и 2000—1500 (ст. 2596). Диатомиты состоят преимущественно из диатомей: в подчиненном количестве присутствуют радиолярии, спикулы губок и силикофлагелляты. В спикулитах преобладают спикулы кремневых губок с незначительным количеством радиолярии и диатомей. В обоих типах пород присутствует обломочный вулканогенный и терригенный материал (до 10%, обломки кварца, полевых шпатов, плагиоклаза, роговой обманки, хлорита). Конгломераты и песчаники — породы буровато-серого, желтого, серого цвета, слаболитифицированные, полимиктовые с примесью вулканогенного материала. Крупные обломки (до 5—7 мм) в конгломератах полуокатаны; мелкие не окатаны; сортировка хорошая. Обломки сложены преимущественно кремнистыми породами (80—90%), значительно меньше основных эффузивов, туфов среднего состава, амфиболитов.

Во всех породах обнаружены представители флоры ископаемых диатомей хорошей сохранности: *Denticulopsis histedtii* Simonsen et Kanaja, *Coccinodiscus marginatus* Ehrenberg, *Thalassionema nitzschioides* Grunow, *Asteromphalus aff. robustus* Castracane, *Coccinodiscus pseudoincerius* Kazarina, *Rhizosolenia barboi* Brun., *Thalassiosira punctata* Jouse, *T. nidulus* Jouse, а также *Rouxia* sp., *Synedra jouseana* Sheshukova, характерные для позднего миоцена (определения Г. Х. Казариной).

Характерно, что состав галек в конгломератах и обломков в брекчиях определяется, видимо, подстилающими коренными породами. Так, на своде центрального блока, где драгированы преимущественно крем-

нистые и кремнисто-глинистые образования, среди галек отмечается большое количество пород кремнистого состава, а на западном склоне северного блока, сложенном метаморфитами, обломки в брекчиях в основном представлены амфиболитами. Это служит еще одним доказательством местного происхождения пород, выделенных нами в качестве коренных для хребта Ширшова.

Таким образом, описанные выше вулканогенно-кремнистые образования и метабазиты по строению, составу, петрографическим особенностям и характеру метаморфических преобразований, по-видимому, могут быть сопоставлены с верхней и средней частями офиолитовой ассоциации [16, 32]. В этом случае логично рассматривать данную палеотипную ассоциацию со свойственным ей прогрессивным метаморфизмом от начальных стадий зеленосланцевой фации до относительно высоких ступеней амфиболитовой фации в качестве фрагментов океанической коры, обнажающихся на хребте Ширшова. Спецификой метаморфизма этих пород является наличие типичных метаморфических структур и текстур, иногда с проявлением плейчатости в амфиболитах по расслоенным габбро. Это служит указанием на то, что метаморфизм здесь сопровождался существенными деформациями, связанными с активными тектоническими процессами, скорее всего даже на стадии, предшествующей формированию комплекса даек и базальтов. В последних динамотермальный метаморфизм отсутствует, а фиксируются только минеральные ассоциации, типичные для термального метаморфизма океанского дна. Более того, комплекс метаморфических пород хр. Ширшова носит явные следы неоднократного проявления тектонической активности, смены различных структурных обстановок и  $P$ — $T$ -режимов. Об этом свидетельствуют, в частности, особенности геологического строения и состава пород на западном склоне северного блока хребта, где по материалам станций 2582—2585 реконструируется разрез метаморфических пород с четким постепенным уменьшением степени метаморфизма расслоенных габброидов снизу вверх. Если нижние части драгированного выступа акустического фундамента сложены амфиболитами, то примерно на середине склона появляются дислоцированные с зеркалами скольжения зеленые сланцы, а образцы с самого верхнего уровня представляют собой сильно тектонизированные породы — милониты, образовавшиеся по зеленым сланцам.

Наряду с амфиболитами и сланцами все остальные типы пород хр. Ширшова (кроме верхнемиоценовых) также несут следы тектонических деформаций — многочисленные зеркала скольжения, интенсивный катаклиз. Кроме этого, кремнистые породы, как правило, имеют характерную уплощенную форму, обычную при будинаже.

В целом приведенные факты свидетельствуют об интенсивной тектонизации коренных пород (фундамента) хр. Ширшова, обычной для структур, формировавшихся при значительном горизонтальном сжатии. Верхнемиоценовые отложения сходны по составу и возрасту со средней частью осадочного чехла (толща В) обеих котловин и, видимо, представляют собой его фациальные аналоги.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Комплексная интерпретация имеющихся и вновь полученных в 29-м рейсе НИС «Дм. Менделеев» геофизических материалов (в первую очередь по непрерывному сейсмическому зондированию) и результаты драгирования коренных пород позволяют по-новому представить геологическое строение хр. Ширшова.

Наиболее ярко структура хребта проявляется в рельефе акустического фундамента, природа которого, по всей вероятности, гетерогенна и пока еще не может быть повсюду установлена однозначно.

В целом это асимметричная структура с более крутым западным склоном, где нередко обнажается фундамент. В рельефе поверхности фундамента хр. Ширшова образован серией асимметричных гряд суб-

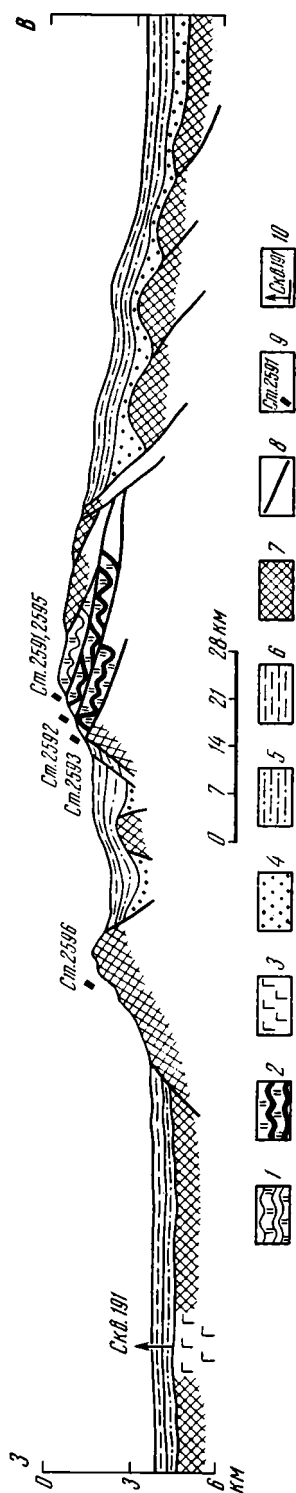


Рис. 6. Схематический геологический разрез через хребет Ширшова (центральный блок) 1 — кремнистые образования (триас); 2 — кремнисто-вулканогенные образования (верхний мел — нижний палеоген); 3 — базальты основания Командорской котловины (олигоцен); 4—6 — осадочный чехол; 4 — алевролиты, аргиллиты и известняки (толща С, средний миоцен и древнее); 5 — глинисто-алевритовые осадки (толща В, верхний миоцен — плиоцен); 6 — диатомовые илы и турбидиты (толща А, верхний плиоцен — плейстоцен); 7 — акустический фундамент; 8 — тектонические нарушения; 9 — станции драгирования и их номера; 10 — сважина глубоководного бурения и ее номер

меридионального простирания, постепенно воздымающихся от Алеутской котловины к своду хребта. Пологий восточный и крутой западный склон этих гряд (разделенных разломами тектонических пластин) наиболее характерен для северной части хребта. Западным ограничением его сводовой части на всем протяжении (приблизительно вдоль  $170^\circ$  в. д.) является цепочка крутых конусовидных гряд высотой до 1,5—2 км, которые, понижаясь и выполаживаясь в северо-западном направлении, постепенно переходят в протяженные валообразные поднятия фундамента, прослеживающиеся через всю Командорскую котловину.

Зона сочленения гряд северо-западного простирания (командорских) с субмеридиональными (алеутскими) проходит вдоль сводовой (вершинной) поверхности хребта по прогибу фундамента, имеющему форму более или менее симметричного грабена, вытянутого в субмеридиональном направлении. В его пределах практически затухают средние и мелкие разломы северо-западного простирания, связанные с грядами Командорской котловины. Более того, именно зона этого грабена является границей перехода от сильноаномального магнитного поля Командорской котловины к спокойному магнитному полю Алеутской котловины (устное сообщение Г. М. Валяшко).

Поднятые с акустического фундамента при драгировании породы подтверждают его сложное строение. Выше отмечалось, что вулканогенно-кремнистые образования и метабазиты сопоставляются с отдельными частями офиолитовой ассоциации и в связи с этим могут рассматриваться как тектонизированные фрагменты океанической коры. Слагающие их породы повсеместно несут следы тектонической переработки, а иногда и динамометаморфизма, характерные для структур, образовавшихся при значительном горизонтальном сжатии.

В этом случае возникает вопрос — какая кора (Алеутской или Командорской впадин) обнажена в хребте Ширшова?

Тектоническая структура хребта Ширшова, по данным НСП, лучше

всего интерпретируется в виде системы погружающихся на восток пластин (рис. 6). Анализ распределения драгированных пород показывает, что более верхние пластины часто сложены и более древними породами, что часто встречается на суше в тектонических зонах с чешуйчатым или покровным строением. Так, на ст. 2592 (верхняя часть хребта — см. таблицу) обнаружены наиболее древние кремни ( $T_2-3$ ), а на ст. 2593 (средняя часть склона) установлены более молодые ( $K_2-P_1$ ) кремнистые породы. Если действительно средне- и верхнетриасовые породы коренные, тогда это типичная система тектонических покровов. Обнаруженные на обеих станциях тектонизированные метабазиты могут слагать маломощные тектонические пластины или основания более крупных пластин. Следует подчеркнуть, что триасовые остатки фауны обнаружены лишь в двух остроугольных образцах ст. 2593, и поэтому, учитывая ее принципиально важное значение для всех региональных геодинамических построений, необходимо в дальнейшем провести здесь дополнительные драгировки.

Интересно, что сходные кремнистые породы, слагающие аллохтонные пластины, широко распространены на суше: верхнемеловые — севернее, в пределах Олюторской зоны юга Корякского нагорья [1], триасовые — северо-восточнее, в пределах системы тектонических покровов Корякского хребта [12].

Все это свидетельствует о том, что тектоническая структура хребта Ширшова скорее всего сложена хаотичным нагромождением тектонических чешуй, сложенных пластинами коры древнего океанического бассейна, существовавшего на месте Командорской и Алеутской впадин, остатки которого в настоящее время, по-видимому, подстилают дно последней.

Начало процесса формирования структуры хребта Ширшова неизвестно. Можно лишь предполагать, что основная субмеридиональная структура его возникла при сжатии еще в эоцене(?) — олигоцене, в ответ на растяжение, происходившее в соседней Командорской впадине. Возможно, что процесс этого растяжения начался и раньше, еще в позднем мелу — раннем палеогене. Активные процессы растяжения в этой впадине устанавливаются для олигоцена по изливаниям базальтовых потоков (скв. 191). Это растяжение в западной части Берингова моря на востоке компенсировалось возникновением ширшовской зоны скупивания океанической коры, на севере — надвижением меловых океанических образований на подножие континентальной окраины [1], а на западе формированием в конце эоцена — олигоцене крупных тектонических покровов Озерновско-Карагинской зоны.

Судя по интенсивной деформированности и характерным изменениям триасовых (?) и верхнемеловых пород хребта Ширшова, позднепалеогеновый этап тектонического сжатия был чрезвычайно интенсивным, с образованием значительных тектонических перекрытий одних пластин океанической коры другими. Это привело к общему увеличению мощности коры в этой структуре, ее воздыманию с нарушением гравитационной устойчивости и в дальнейшем к образованию грабена на своде хребта и сбросовых уступов на его склонах.

В последующем (N?) структура хребта была разбита северо-западными разломами, причем местами отчетливо видна их сдвиговая природа. Новейший этап тектонических деформаций проявился в видимых в осадочной толще разрывных и складчатых деформациях и активизации старых разломов.

Рассмотренная совокупность геологических и геофизических данных свидетельствует о том, что хребет Ширшова является линейной зоной скупивания, образовавшейся на границе двух различно построенных котловин при растяжении в западной части Берингова моря.

В заключение авторы пользуются приятной возможностью поблагодарить всех участников 29-го рейса НИС «Дм. Менделеев», работы которых способствовали успешному проведению геолого-геофизических исследований на хребте Ширшова.

## Литература

1. Богданов Н. А., Чехович В. Д., Сухов Е. Н., Вишневская В. С. Тектоника Олюторской зоны.— В кн.: Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982, с. 189—217.
2. Гайнанов А. Г., Косминская И. П., Строев П. А. Геофизические исследования глубинного строения Берингова моря.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 8, с. 3—11.
3. Гнибиденко Г. С. Тектоника дна Берингова моря.— Геотектоника, 1973, № 4, с. 37—43.
4. Гнибиденко Г. С. Тектоника Берингова моря.— В кн.: Геологическая история Берингова моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981, с. 5—25.
5. Голубев В. М., Устинов Н. В. Строение осадочного чехла и фундамента Берингова моря.— В кн.: Литология и палеогеография Баренцова и Карского морей. Л.: НИИГА, 1981, с. 127—144.
6. Дементьев Г. Б. О возможной тектонической природе хребта Ширшова в Беринговом море.— Вестн. МГУ. Сер. Геология, 1977, № 1, с. 132—141.
7. Дементьев Г. Б. Природа и возраст глубоководной части Берингова моря по данным палеомагнитных исследований.— Матер. V науч. конф. аспирантов и молодых ученых, геологический факультет МГУ. ВИНТИ (депон.), 1978, с. 130—139.
8. Непрочнов Ю. П. 29-й рейс научно-исследовательского судна «Дмитрий Менделеев».— Океанология, 1983, т. 23, № 2, с. 365—368.
9. Павлов Ю. А., Строев П. А. Рельеф и мощность земной коры в Беринговом море по гравиметрическим данным.— В кн.: Морские гравиметрические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1975, вып. 8, с. 158—168.
10. Зинкевич В. П., Казимиров А. Д., Пейве А. А. О структурных связях восточной части Корякского нагорья и юго-западной Аляски.— Докл. АН СССР, 1982, т. 2, с. 408—411.
11. Рудник Г. Б., Меланхолина Е. Н., Кудрявцев Д. И., Ломова О. С., Сафонов В. Г., Шмидт О. А. Вещественный состав океанической коры в разломных зонах Императорской и Меррей (Тихий океан).— Геотектоника, 1982, № 3, с. 3—14.
12. Руженцев С. В., Бялобжеский С. Г., Григорьев В. Н., Казимиров А. Д., Пейве А. А., Соколов С. Д. Тектоника Корякского хребта.— В кн.: Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982, с. 136—189.
13. Тектоника континентальных окраин. М.: Наука, 1980. 285 с.
14. Belousov V. V., Ruditch E. M. Islands arcs in the development of the Earth's structure.— J. Geology, 1961, v. 69, p. 647.
15. Ben-Avraham Z., Cooper A. K. Early evolution of the Bering Sea by collision of oceanic rises and North Pacific subduction zone.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1981, pt 1, v. 92, p. 485—495.
16. Coleman R. J. Ophiolites: ancient oceanic lithosphere? Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1977. 234 p.
17. Cooper A. K., Scholl D. W., Marlow M. S., Childs J. R., Redden G. D., Kvenvolden K. A. The Aleutian basin, Bering Sea — a frontier area for hydrocarbon exploration.— 10<sup>th</sup> Annual offshore technology Conference. Houston, Texas, 1978, p. 353—362.
18. Cooper A. K., Marlow M. S., Scholl D. W. The Bering Sea — a multifarious marginal basin.— In: Island arcs, deep-sea trenches and back-arc basins. AGU, 1977, v. 1, p. 437—450.
19. Cooper A. K., Scholl D. W., Marlow M. S. Plate tectonic model for the evolution of the eastern Bering Sea Basin.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1976, v. 87, p. 1119—1126.
20. Cooper A. K., Scholl D. W., Marlow M. S. Mesozoic magnetic lineations in the Bering Sea marginal basin.— J. Geophys. Res. 1976, v. 81, № 11, p. 1916—1934.
21. Cormier V. F. Tectonics near the junction of the Aleutian and Kuril-Kamchatka arcs and a mechanism for middle Tertiary magmatism in the Kamchatka Basin.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86, p. 443—453.
22. Creager J. S., Scholl D. W. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Washington: U. S. Gov. Print. Office, 1973, v. 19. 913 p.
23. Foster T. D. Heat flow measurements in the northeast Pacific and in the Bering Sea.— J. Geophys. Res., 1962, v. 67, p. 2991—2993.
24. Heirtzler J. R., Dickon G. O., Herron E. M., Pitman W. C., Le Pichon X. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field-reversal and motion of the ocean floor and continents.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, p. 2119—2136.
25. Hilde T. W. C. Mesozoic sea-floor spreading in the North Pacific. Ph. D. thesis, Univ. of Tokyo, 1973. 84 p.
26. Karig D. E. Remnant arcs.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83, p. 1057—1068.
27. Karig D. E. Origin and development of marginal basins in western Pacific.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, p. 2542—2561.
28. Kienle J. Gravity and magnetic measurements over Bowers Ridge and Shirshov Ridge Bering Sea.— J. Geophys. Res., 1971, v. 75, p. 7128—7153.
29. Larson R. L. An undated time scale of magnetic reversals for the late Mesozoic.— Eos Trans. AGU, 1974, v. 55, 236 p.
30. Ludwig W. J., Houtz R. E., Ewing M. Sediment distribution in the Bering Sea: Bowers Ridge, Shirshov Ridge and Enclosed Basins.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 26, p. 6367—6375.
31. Ludwig W. J. Structure of the Bering Sea Basin.— In: The Geology of Continental Marging/Eds CA Burk CL Draha, Springer-Verlag, 1974, p. 661—668.

32. *Miyashiro A.* Classification characteristic and origin of ophiolites.— *J. Geol.*, 1975, v. 83, p. 249—281.
33. *Nur A., Ben-Avraham Z.* Speculations on mountain building and the lost Pacifica continent.— *J. Phys. Earth*, 1972, v. 26, Suppl., p. 521—537.
34. *Rabinowitz P., Cooper A. K.* Structure and sediment distribution in the western Bering Sea.— *Marine Geol.*, 1977, v. 24, p. 309—320.
35. *Scholl D. W., Buffington E. C., Marlow M. S.* Plate tectonics and the structural evolution of the Aleutian-Bering Sea region, in the geophysics and geology of the Bering Sea region.— *Geol. Soc. Amer., Spec. Papers*, 1975, v. 151, p. 1—78.
36. *Scholl D. W., Creager J. S.* Geologic synthesis of Leg 19 (DSDP) Results: For North Pacific and Aleutian Ridge and Bering Sea.— In: *Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project. V. 19.* Wash.: U. S. Govern. Print. Office, 1973, p. 897—913.
37. *Shor G. G., Fornor D. J.* Sismic refraction measurements in the Kamchatka basin, western Bering Sea.— *J. Geophys., Res.*, 1976, v. 81, № 29, p. 5260—5266.
38. *Shor G. G.* Structure of the Bering Sea and the Aleutian Ridge.— *Marine Geol.*, 1964, v. 1, p. 213—219.
39. *Stewart R. J., Natland J. H., Glassley W. R.* Petrology of volcanic rocks recovered on DSDP Leg 19 from the North Pacific Ocean and the Bering Sea.— In: *Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project. V. 19.* Wash.: U. S. Gov. Print. Office, 1973, p. 615—627.
40. *Watanabe T., Langseth M. G., Anderson R. N.* Heat flow in back-arc basins of the western Pacific.— In: *Island arcs, deep-sea trenches and back-arc basins. AGU, 1977.* v. 1, p. 137—162.

Институт океанологии  
им. П. П. Ширшова АН СССР  
Геологический институт  
АН СССР

Поступила в редакцию  
7.V.1984



УДК 551.24(26)

КАРА В. И., МАМОШИНА К. Н., ШЛЕЗИНГЕР А. Е.

**СТРУКТУРА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И ФУНДАМЕНТА  
ПОДВОДНОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ СЬЕРРА-ЛЕОНЕ  
ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ МОГТ  
(ЭКВАТОРИАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА)**

Сейсмические материалы МОГТ позволили расшифровать условия залегания, мощности и приблизительный вещественный состав осадочного чехла. Приведены некоторые параметры особенностей строения акустического фундамента. Район возвышенности Сьерра-Леоне представляет крупный вулканический щит, надстроивший меланократовый фундамент. Разделение региона на относительно приподнятые и опущенные участки произошло, вероятно, к началу позднего мела. Современный структурный план создан четвертичными постседиментационными нисходящими дифференцированными движениями.

## 1

Район возвышенности Сьерра-Леоне, располагающийся в экваториальной Атлантике на продолжении «подводного мыса Африки», в настоящее время изучен достаточно детально как советскими [2, 3], так и зарубежными [4] исследователями. В настоящее время здесь отработано около 4500 км сейсмических профилей разными методами, опубликована обширная информация по естественным геофизическим полям [4]. В районе возвышенности пробурены две скважины глубоководного бурения 13 и 366 [5, 6].

Большинство зарубежных исследователей рассматривает возвышенность Сьерра-Леоне как краевую часть Срединно-Атлантического хребта, образование которой обусловлено сдвиговыми деформациями по трансформным разломам [4]. Г. Б. Удинцев и др. [3] относят ее к континентальному блоку, отделенному от Африки и утоненному за счет процессов «океанизации» в позднемеловое — третичное время.

В 1979 г. ПО «Южморгеология» выполнило комплексные геофизические исследования на возвышенности Сьерра-Леоне, включая работы МОГТ в объеме 2500 км (рис. 1). Они явились основой для проведенного тектонического анализа.

Возвышенность Сьерра-Леоне состоит из двух морфологически отличных участков, разделенных корытообразной долиной восток — северо-восточной ориентации. Она отделена от материковой окраины Африки одноименной котловиной, имеющей в плане треугольные очертания. Относительное превышение подводных гор возвышенности по отношению к окружающим котловинам достигает 3000—3500 м.

Вещественный состав осадочного чехла и его стратификация изучены по данным глубоководного бурения. В нижней части он представлен плотными карбонатными породами (мергели, известняки, кремнеземные известняки, кремни, мел) верхнего мела (начиная с сенона), палеоцена, нижнего и среднего эоцена. Их пройденная мощность по скв. 366 составляет 380 м, причем вскрытые ею нижние 9 м принадлежат маастрихту. Скважина 13 прошла по ним 250 м и остановлена в отложениях сенона. Верхняя часть разреза осадочного чехла сложена значительно менее плотными наноилами, нанномергелями, глинами и илами верхнего эоцена, олигоцена, неогена и антропогена. Их мощность в скв. 366 равна 470 м, а в скв. 13 сокращается до 240 м.

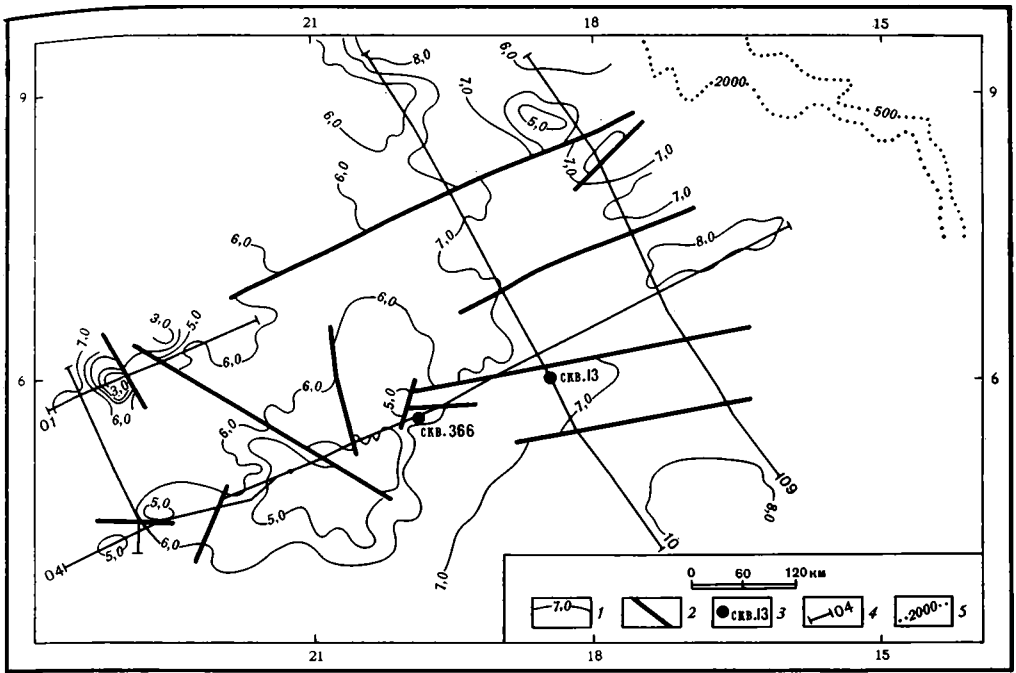


Рис. 1. Схема структуры поверхности акустического фундамента и расположения профилей МОГТ  
 1 — изогипсы поверхности акустического фундамента (км со знаком минус); 2 — разломы; 3 — скважины глубоководного бурения; 4 — сейсмические разрезы, 5 — изобаты

2

В разрезе осадочного чехла района подводной возвышенности Сьерра-Леоне повсеместно выделен отражающий горизонт А. Отвечающая ему волна представляет собой интенсивное двухфазное колебание с видимым периодом 25—30 мс. По привязке к скважинам горизонт А соответствует кровле среднего эоцена. Осадочный чехол выше горизонта А, по данным сейсмокаротажа и переборам скоростей, характеризуется пластовыми скоростями от 1,8 до 2,5 км/с. Ниже по разрезу регистрируются отражающие горизонты с видимым периодом наиболее интенсивных отражений 35—40 мс. Ряд из них имеет довольно значительную протяженность, но ни один не распространен повсеместно и не имеет четкой динамической выраженности. В котловине Сьерра-Леоне нижняя часть разреза осадочного чехла представлена акустически прозрачной толщей. В восточной части возвышенности низы осадочного чехла характеризуются прерывистыми и трудно коррелируемыми отражениями. Доверхне-эоценовая часть чехла имеет скорости прохождения продольных волн 2,3—2,5 км/с, местами увеличивающиеся до 3,0—3,3, реже до 4,0 км/с.

Сейсмический горизонт В следится эпизодически. В юго-восточной части возвышенности для него характерны многочисленные волны дифракции. Отсутствие ниже этого горизонта четких отражений и особенности волнового поля позволяют отождествлять горизонт В с поверхностью акустического фундамента. Восточнее возвышенности Сьерра-Леоне в котловине поверхность фундамента располагается ниже горизонта В. В пределах возвышенности этот горизонт прослеживается в виде отдельных непротяженных динамически слабо выраженных отражений и характеризуется отсутствием дифрагированных волн. Породы акустического фундамента по переборам скоростей ОГТ и данным КМПВ отличаются повышенными значениями пластовых скоростей (5,0—7,0 км/с).

Строение юго-западной части возвышенности Сьерра-Леоне характеризует временной разрез профиля 04. По нему наблюдается плавное уменьшение глубины дна океана с 4500 до 3000 м и региональное повышение поверхности акустического фундамента с 6000 до 4400 м в восточном направлении (см. рис. 1). Осадочный чехол здесь осложнен изгибами амплитудой до нескольких сот метров и протяженностью до десятков километров. Мощность верхнеэоцен-антропогеновых отложений в зоне поднятия практически постоянная и составляет 400—500 м. В пределах доверхнеэоценовых локальных антиклинальных изгибов их мощность сокращается за счет прислонения нижних горизонтов к поверхности среднего эоцена до 200—250 м. Мощность доверхнеэоценового осадочного чехла сокращается от 1000 м до полного выклинивания за счет последовательного прислонения слоев к поверхности акустического фундамента. В пределах плоской возвышенности мощность нижнего комплекса увеличивается до 3000 м за счет появления в его основании акустически прозрачной толщи (до 2000 м). По латерали прозрачная толща осадочного чехла постепенно переходит в неслоистые породы акустического фундамента (рис. 2). Аналогичные соотношения наблюдаются и для вышележащих слоистых доверхнеэоценовых отложений, а в отдельных случаях замещение осадочного чехла породами акустического фундамента наблюдается и для слоев верхнеэоцен-антропогенового возраста (рис. 3). Таким образом, в пределах возвышенности Сьерра-Леоне поверхность акустического фундамента следует в виде отдельных отрезков на разных стратиграфических уровнях.

Аналогичное строение осадочного чехла и акустического фундамента наблюдается по профилям 01 и 13, пересекающим срединную корытообразную котловину. По профилю 13 в центральной части котловины намечается поднятие акустического фундамента и горизонта А высотой в первые сотни метров и протяженностью до 10 км. Верхнеэоцен-антропогеновые отложения практически горизонтально перекрывают это поднятие, сокращаясь в присводовой части в мощности до 200—300 м за счет прислонения нижних горизонтов.

По профилю 01 отдельные подводные плосковершинные горы располагаются ниже уровня водного слоя на 1,1—1,2 км. Они, по-видимому, покрываются верхнеэоцен-антропогеновыми отложениями осадочного чехла (до 200 м), а на глубине до 1,5—2 км намечается сейсмический горизонт В. Сейсмический профиль 01 прошел вдоль северного края внутренней котловины Сьерра-Леоне. По нему мощность верхнеэоцен-антропогеновых отложений не превышает 200—300 м, а отложений доверхнеэоценового осадочного чехла достигает 1,8 км. Последние отличаются четкой, но часто неправильной слоистостью. Неправильность в низах разреза усиливается.

В котловине Сьерра-Леоне осадочный чехол и поверхность фундамента залегают субгоризонтально (рис. 4). Динамическая выраженность горизонта А усиливается за счет уменьшения скорости в подстилающих и покрывающих отложениях, что наиболее характерно для среднеэоцен-верхнемеловых отложений. Таким образом, отложения этого возраста на возвышенности и в котловине имеют разные сейсмогеологические характеристики. Мощность доверхнеэоценовых отложений составляет примерно 1000 м, а верхнеэоцен-антропогеновых — 200—300 м. Поверхность акустического фундамента местами нарушена крутыми сбросами, амплитуда которых достигает сотен метров. В низах осадочного чехла они заглушаются. Мощность доверхнеэоценовых отложений в локальных грабенах увеличивается до 1300—1500 м. В западной части котловины в нижней части чехла прослеживается отражающий горизонт, субпараллельный поверхности акустического фундамента, который выделяется по последней отражающей границе. В восточной части котловины горизонт В имеет четкую динамическую выраженность, с ним связаны интенсивные дифрагированные волны. Он представляет поверхность акустического

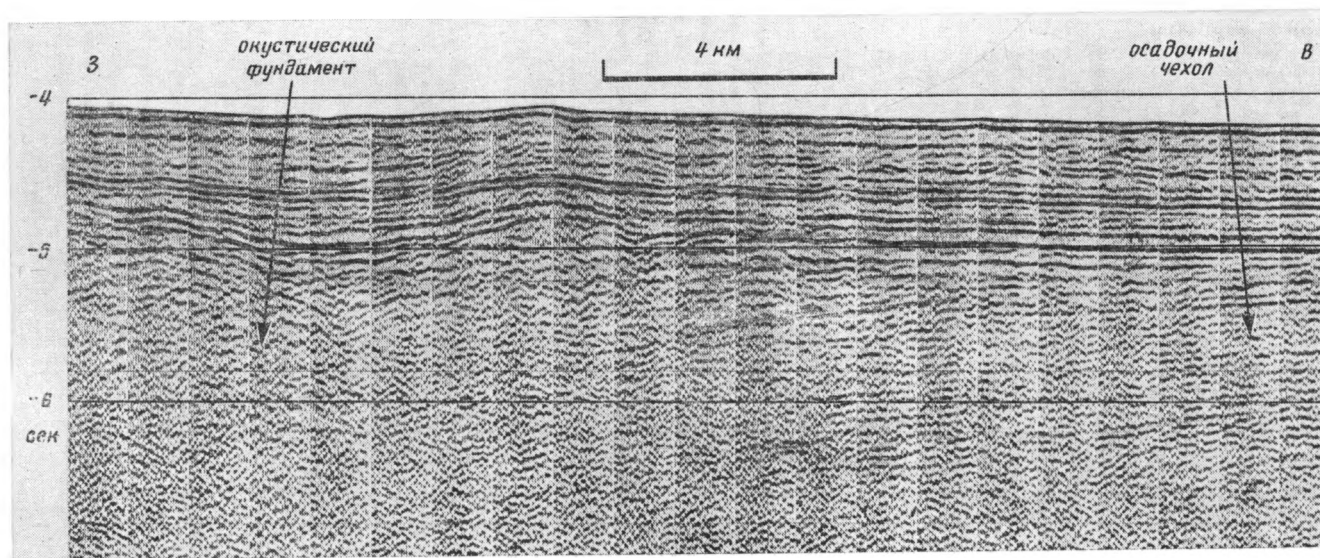


Рис. 2. Фрагмент временного разреза профиля 04, показывающий переход прозрачной толщи осадочного чехла в породы акустического фундамента в пределах подводной возвышенности Сьерра-Леоне

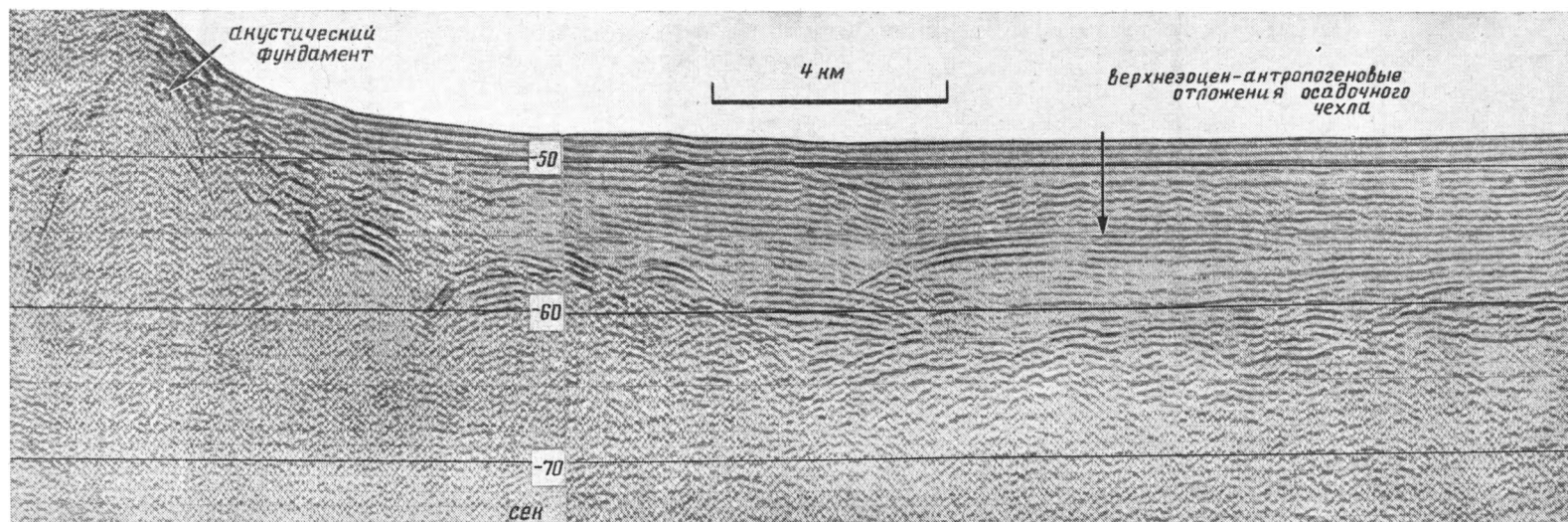


Рис. 3. Фрагмент временного разреза профиля 04, показывающий переход верхнеэоцен-антропогеновых отложений осадочного чехла в породы акустического фундамента

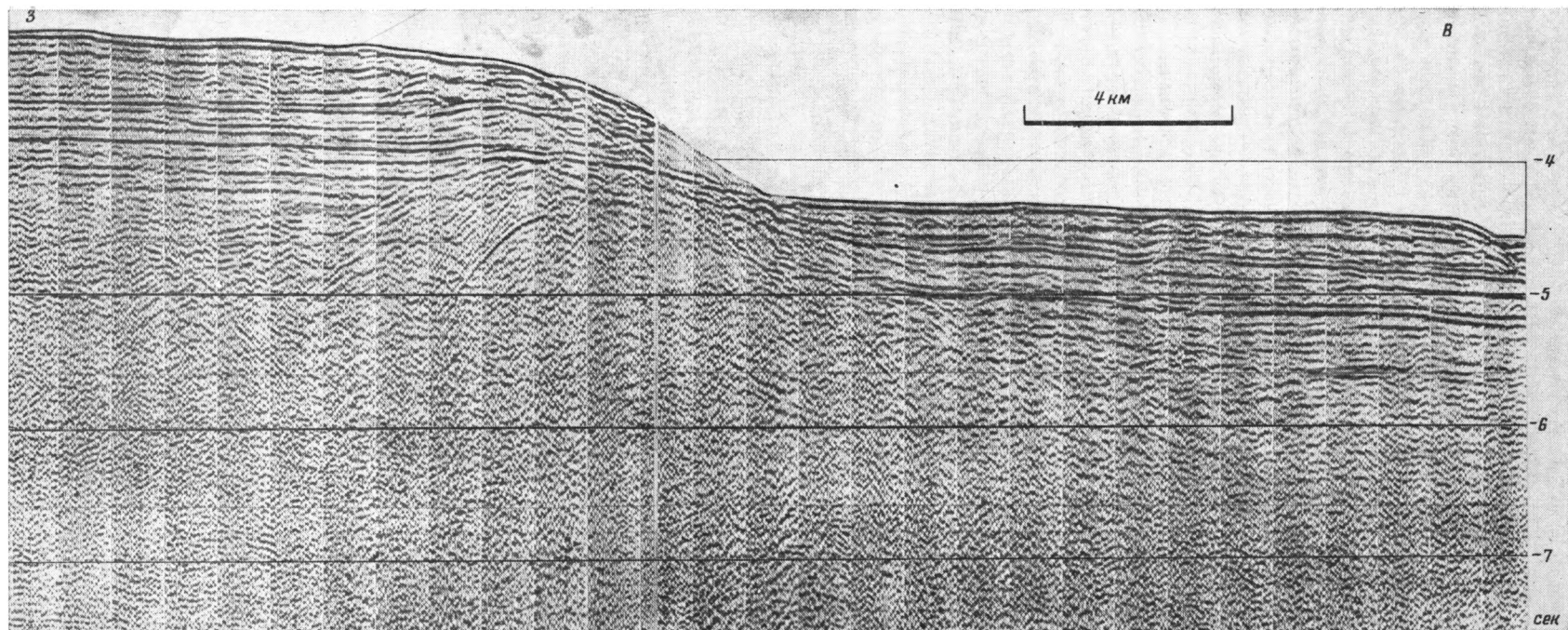


Рис. 4. Фрагмент временного разреза профиля 04, показывающий соотношение подводной возвышенности Сьерра-Леоне с одноименной котловиной

фундамента, которая испытывает плавные изгибы с амплитудой в несколько сот метров. Они практически не отражаются в осадочном чехле, слой которого выполняют синклинальные изгибы и прислоняются к их бортам (рис. 5). В верхней части разреза появляются протяженные отражения, а нижняя остается акустически прозрачной. По направлению к материковой окраине динамическая выраженность горизонта А ослабевает, и в крайней части профиля 04 он практически не отличается от других отражающих границ.

Западная часть котловины Сьерра-Леоне изучена по профилю 10. На юго-западе горизонт В имеет четкую динамическую выраженность и осложнен дифрагированными волнами. Он испытывает плавные изгибы, аналогичные вышеописанным. Нижние слои чехла прислоняются к бортам впадин, а местами выпадают из разреза. На юге мощность довершнеэоценовых отложений достигает 1500 м, а верхнеэоцен-антропогеновых — 500—600 м. Нижняя часть чехла на временных разрезах представлена слоистой, непараллельно-слоистой и акустически прозрачной толщами примерно равной мощности. Локальные деформации поверхности фундамента не отражаются в осадочном чехле. На одном из участков профиля 10 наблюдается замещение слоистых отложений довершнеэоценового возраста неслоистыми породами. Последние располагаются в виде блока, в пределах которого горизонт В не следует. Выше этого блока горизонт А и отложения чехла образуют антиклинальный изгиб, выраженный в рельефе дна. Скважина 13 расположена на асимметричном поднятии акустического фундамента, выраженного в рельефе дна. Мощность верхнеэоцен-антропогеновых отложений здесь сокращается до 200—300 м, а довершнеэоценовых — до 1000 м. Севернее скв. 13 интенсивность отражений от поверхности фундамента ослабевает и его положение определяется по эпизодическим отражениям.

В юго-восточной части котловины Сьерра-Леоне горизонт В динамически хорошо выражен. Ниже его наблюдаются четкие отражающие границы, наклоненные под углом 20—30° к северу, прослеженные на глубину 6—7 км (рис. 6). Верхняя часть осадочного чехла насыщена протяженными отражениями, горизонт А динамически выражен плохо. Мощность верхнеэоцен-антропогеновых отложений постоянна и составляет 500—600 м, а довершнеэоценовых отложений — резко изменчива, увеличиваясь до 1500 м в синклиналях и сокращаясь на поднятиях фундамента. На одном из отрезков профиля 09 в нижней части осадочного чехла выделяется клинообразное тело, сейсмические характеристики которого сходны с характеристиками фундамента. Поверхность фундамента залегает ниже этого тела и на участке, где оно выклинивается, прослеживается под ним на протяжении около 20 км. Мощность отложений, слагающих клинообразное тело, увеличивается по направлению к подводной горе, располагающейся на краю возвышенности Сьерра-Леоне, и в этом же направлении затухают отражения от поверхности фундамента.

В пределах сводовой части возвышенности отложения довершнеэоценового возраста на отдельных участках замещаются породами акустического фундамента, деформации поверхности которого выражены в рельефе дна.

#### 4

Магнитное поле возвышенности Сьерра-Леоне знакопеременное. Здесь распространены высокоинтенсивные линейные аномалии субширотного простираия. В пределах одноименной котловины развиты относительно менее интенсивные аномалии изометричной формы. Расчеты глубин залегания верхних кромок магнитоактивных тел показывают, что эти тела распределены по всему разрезу земной коры под возвышенностью и расположены вблизи поверхности консолидированной коры в области глубоководной котловины. Большая часть конусовидных подводных гор на возвышенности характеризуется отрицательными магнитными аномалиями, что характерно для подводных вулканов. Над плосковершинными горами локальные аномалии не наблюдаются.



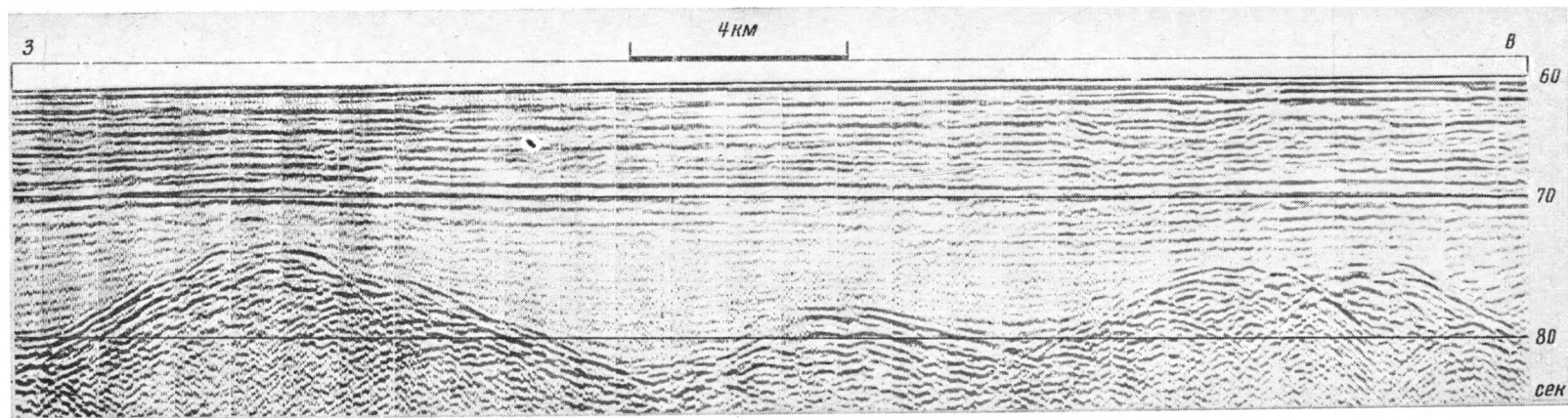


Рис. 5. Фрагмент временного разреза профиля 04, показывающий строение акустического фундамента и слоев осадочного чехла в восточной части котловины Сьерра-Леоне



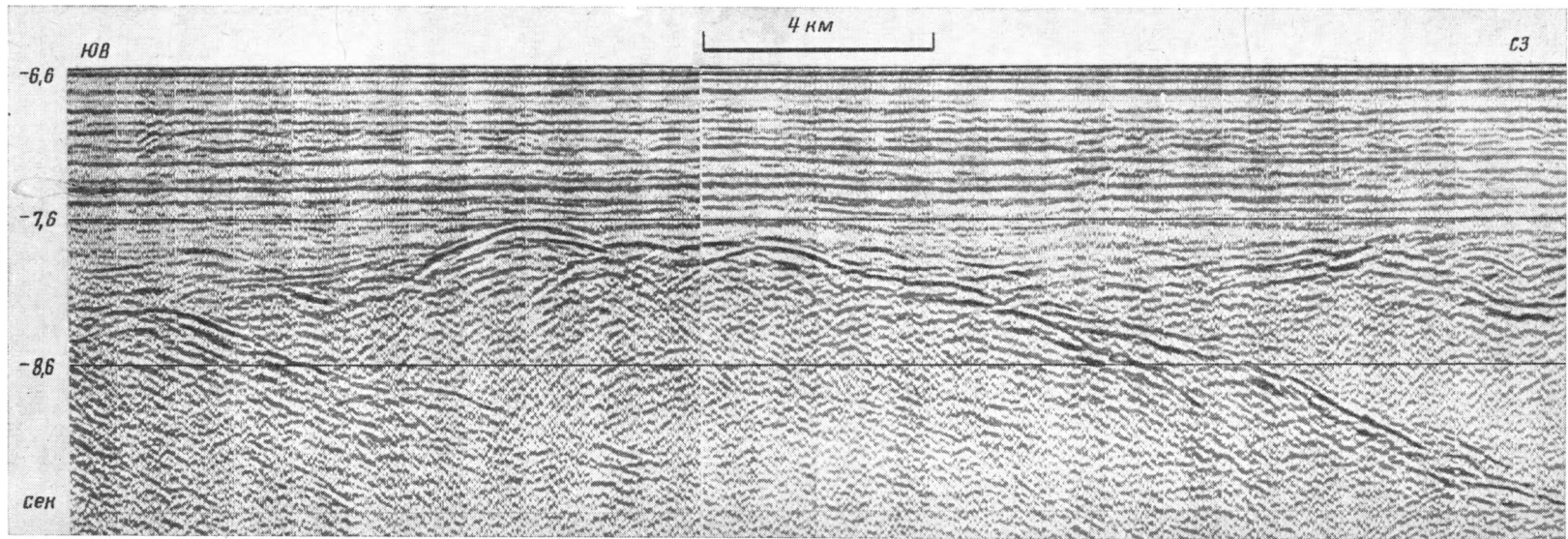


Рис. 6. Фрагмент временного разреза по профилю 09, показывающий пологие отражающие границы в разрезе акустического фундамента и вулканическое тело

По результатам сопоставления гравиметрических данных с результатами КМПВ мощность земной коры в пределах возвышенности Сьерра-Леоне составляет 13 км. Расчетный разрез коры представлен нижним «базальтовым» слоем мощностью до 8 км и слоем с плотностями 2,5—2,6 г/см<sup>3</sup> мощностью до 5 км. В котловине мощность консолидированной земной коры не превышает 6 км и относится к «базальтовому» слою.

## 5

Проведенный анализ условий залегания, мощностей и сейсмогеологических характеристик слоев осадочного чехла с учетом данных глубоководного бурения позволяет подойти к расшифровке их тектонической и литодинамической природы. Верхнеэоцен-антропогеновые отложения на большей части возвышенности Сьерра-Леоне представляют собой глубоководные осадки (выпавшие сверху) гидрогенного генезиса. Они сплошным чехлом мощностью до 500 м равномерно покрывают возвышенность. Сокращение мощности наблюдается над поднятиями сейсмического горизонта А преимущественно за счет последовательного прислонения к нему слоев верхнего комплекса. На отдельных подводных горах верхнеэоцен-антропогеновые отложения замещаются одновозрастными вулканитами, входящими в состав акустического фундамента. На западном склоне возвышенности слои осадочного чехла погружаются параллельно поверхности океана без изменения мощности и, вероятно, литологического состава. Это позволяет предполагать, что формирование склона связано с новейшими постседиментационными тектоническими движениями. В котловине Сьерра-Леоне и на северной периферии корытообразной долины верхнеэоцен-антропогеновые отложения сокращаются в мощности до 200—300 м и характеризуются повышенной акустической прозрачностью. Вероятно, это обусловлено положением глубоководного бассейна ниже уровня карбонатной компенсации, в связи с чем верхнеэоцен-антропогеновые отложения представлены преимущественно тонким глинистым материалом и имеют меньшую мощность и дифференциацию по акустической жесткости. В восточной и юго-восточной частях котловины их мощность вновь возрастает до 500—600 м. На временных разрезах появляется слоистая толща, а динамическая выраженность горизонта А резко ослабевает. По-видимому, в этой части котловины в строении верхнеэоцен-антропогеновых отложений значительное участие принимают терригенные слои разной акустической жесткости. Образование этих слоев обусловлено латеральной (движение по дну) седиментацией осадков, сносимых с Африканского континента.

Верхняя часть доверхнеэоценового осадочного чехла возвышенности Сьерра-Леоне представлена глубоководными карбонатными слоями с разной акустической жесткостью, мощность до 1000 м. Нижняя, акустически прозрачная или неправильно-слоистая, часть доверхнеэоценового чехла мощностью до 2000 м непосредственно переходит в породы, которые на сейсмической записи принадлежат к акустическому фундаменту. С учетом параметров естественных геофизических полей их можно уверенно относить к вулканическим образованиям. Прозрачная или неправильно-слоистая, доверхнеэоценовая часть разреза осадочного чехла не может быть сложена терригенными породами за счет латеральной седиментации осадков, сносимых с Африканского континента. Об этом свидетельствуют незначительные мощности синхронных образований в смежных восточных районах котловины Сьерра-Леоне и относительно высокое там гипсометрическое положение поверхности акустического фундамента. Оно несомненно препятствовало переносу терригенного обломочного материала к западу. Поэтому скорее всего в пределах подводной возвышенности Сьерра-Леоне нижняя прозрачная или неправильно-слоистая, часть осадочного чехла сложена туфами, непосредственно переходящими в одновозрастные вулканиты акустического фундамента. Возраст их в настоящее время неясен. Вероятно, они отвечают нижнему мелу, а возможно — юре.

В смежных районах западной части котловины Сьерра-Леоне верхняя слоистая доверхнеэоценовая часть разреза при незначительном сокращении мощности приобретает повышенную акустическую прозрачность, что может свидетельствовать о преобладании в составе этих отложений тонкодисперсных осадков. Восточнее в верхней части разреза наблюдаются выдержанные горизонты, отражающие чередование карбонатных и терригенных слоев. Нижняя часть разреза, мощностью до 1500 м, по-видимому, сложена тонким глинистым материалом.

Поверхность акустического фундамента на большей части возвышенности Сьерра-Леоне не имеет четкой динамической выраженности в волновом поле и располагается на разных стратиграфических уровнях. Его породы на многих участках по латерали непосредственно сменяются отложениями осадочного чехла, что особенно характерно для доверхнеэоценовой части разреза. Это позволяет считать, что породы акустического фундамента представлены кайнотипными вулканитами. Такая точка зрения подтверждается также данными гравиметрии и КМПВ. Основная масса вулканитов имеет доверхнемеловой возраст, местами они синхронны низам осадочного чехла, а в пределах подводных гор практически одновозрастны всему осадочному чехлу, т. е. имеют кайнозойский возраст. Отдельные подводные возвышенности с плоскими вершинами, не образующие аномалии в магнитном поле, вероятно, представляют собой амагматичные породы акустического фундамента.

В юго-восточной части региона сейсмическая характеристика акустического фундамента заметно меняется. Его поверхности отвечает динамически резко выраженный горизонт В. Внутри акустического фундамента зафиксированы погружающиеся на север пологие отражающие границы. Все это позволяет предполагать, что здесь фундамент сложен акустически более жесткими породами «базальтового» слоя, непосредственно перекрываемыми породами осадочного чехла. В отдельных местах в нижней части чехла зафиксированы линзы кайнотипных вулканитов. Конечно, тектоническая природа пород фундамента еще во многом проблематична и требует дополнительного материала.

## 6

Район возвышенности Сьерра-Леоне в домеловое время представлял собой область распространения меланократового фундамента. Его происхождение недостаточно ясно. Возможно, он связан с древней спрединговой океанической корой. В частности, об этом свидетельствуют находящиеся к северу от него мезозойские магнитные аномалии. Либо меланократовый фундамент образован физико-минералогическими процессами, приводящими к утонению консолидированной континентальной коры [1] и приобретению ею физических свойств, близких к характеристикам океанической коры, рождающейся в зонах океанических хребтов. Пологие разделы внутри акустического фундамента, обнаруженные на юго-востоке региона, представляют собой плоскости надвигов, свидетельствующие о скупивании горных пород. По данным магнитометрии, в теле акустического фундамента обнаружены амагматичные породы.

В мезозое на большей части акватории возвышенности Сьерра-Леоне началась активная вулканическая деятельность. С мелового периода синхронно с ней стал образовываться осадочный чехол. Характер залегания слоев чехла свидетельствует о глубоководных условиях, существовавших в момент формирования чехла.

К началу позднемеловой эпохи, по-видимому, произошло обособление вулканического плато за счет опускания глубоководных котловин. Плато покрывалось карбонатным чехлом гидрогенного происхождения. Однако на отдельных участках продолжались постепенно затухающие излияния вулканитов. В смежных, более глубоководных участках котловины гидрогенное осадконакопление карбонатов происходило менее интенсивно. Вулканическая деятельность здесь продолжалась на редких

небольших по размерам изолированных участках, сформировавших выступы акустического фундамента.

На юго-востоке региона в домеловое время поверхность меланократового фундамента была деформирована и расчленена на блоки. С раннего мела погруженные участки дна бассейна заполнялись преимущественно глинистым материалом за счет латеральной седиментации осадков, сносимых с Африканского континента.

В четвертичное время произошел мощный импульс нисходящих движений с общей амплитудой погружения более 2000 м, создавших западный склон и разделивших возвышенность на северную и южную части.

Район подводной возвышенности Сьерра-Леоне представляет собой крупный вулканический щит общей мощностью до 4000—5000 м, надстроивший меланократовый фундамент. На отдельных его участках излияния продолжались вплоть до раннечетвертичного времени, что привело к образованию подводных вулканических гор. Разделение региона на относительно приподнятые (возвышенность) и опущенные (глубоководные котловины) части произошло, вероятно, к началу позднего мела. На возвышенности последующая вулканическая деятельность имела существенно большую активность. Современный структурный лик дна возвышенности Сьерра-Леоне создан четвертичными постседиментационными дифференцированными нисходящими тектоническими движениями.

#### Литература

1. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 326 с.
2. Строение и нефтегазоносность окраин континентов. М.: Недра, 1981. 250 с.
3. Удинцев Г. Б., Берсенева А. Ф., Гордин В. М. Структурная неоднородность дна океанов и проблема границы океан — континент. — Геотектоника, № 2, 1980, с. 13—26.
4. Emery K. O., Uchupi E., Phillips I., Bowin C., Mascle I. Continental Margin of Western Africa. Angola to Sierra Leone. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1975, v. 59, № 12, p. 2209—2265.
5. Lancelot G., Seibold E. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 41. Wash., 1975, p. 1259.
6. Maxwell A. E., Herzon R. P. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 3, Wash., 1970. 806 p.

Южморгеология  
Геологический институт  
АН СССР

Поступила в редакцию  
21.IV.1983

УДК 550.361.362 + 550.34.016.4

ХУТОРСКОЙ М. Д.

## ТЕПЛОВОЙ ПОТОК, МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ ЮЖНОГО УРАЛА И ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Проанализированы особенности распределения теплового потока на Южном Урале и в Центральном Казахстане. Аномально низкий тепловой поток в линейных геосинклинальных поясах позднего палеозоя связывается с нестационарными искажениями геотермического поля при образовании мощных надвигов или тектонической расслоенности литосферы. Закономерное изменение теплового потока в зависимости от возраста континентальной коры в мозаичных поясах палеозоя объясняется кристаллизацией и остыванием астеносферного выступа, внедрившегося в литосферу. Проведены количественные расчеты геотермического поля на основе аналогового моделирования. Оценено влияние фрикционного тепла.

За последние десять лет изучение геотермического поля Урала и Казахстана шагнуло далеко вперед. Прежде всего это объясняется накоплением фактического материала. Так, на Южном и Среднем Урале тепловой поток измерен более чем в 90 скважинах [2, 19, 20], а в Центральном и Южном Казахстане — более чем в 60 скважинах [7, 29]. Для большинства измерений оценено влияние различных искажающих факторов и рассчитан глубинный тепловой поток. Наиболее существенное влияние на величину теплового потока в районах исследований оказывают структурно-геологические неоднородности [21, 29] и фильтрация подземных вод [3]. За счет этих факторов глубинный тепловой поток искажается в среднем на 10—30%, хотя на некоторых рудных месторождениях наблюдается увеличение потока над рудным телом на 50—60%. Влияние гидрогеологического фактора на Южном Урале оценивается Ю. П. Булашевичем в 10—15%, а в Центральном Казахстане, на основании данных С. М. Шапиро [32], наши расчеты дают величину 0,5—1,0 мВт/м<sup>2</sup>, т. е. меньше погрешности измерений теплового потока.

Глубинный тепловой поток, определенный во многих районах Урала и Центрального Казахстана, дает основную информацию о состоянии и тепловой эволюции палеозойской литосферы этих регионов. Южный Урал — это наиболее хорошо геотермически изученный линейный, а Центральный Казахстан — мозаичный геосинклинальные пояса нашей страны. Как показывает сравнение геотермического поля Южного Урала с другими линейными поясами палеозоя: Аппалачами [37, 38], Салаиром и Горловским прогибом [5], Южно-Монгольским герцинским поясом [30], а Центрального Казахстана с мозаичными поясами: Иберийской Месетой, Центральной Европой [31], Северной Монголией [30], существуют сходные особенности теплового потока во всех названных линейных, заметно отличные от распределения потока в мозаичных поясах.

На Южном и Среднем Урале обнаружена региональная аномалия низкого теплового потока (рис. 1), протягивающаяся в меридиональном направлении на 1000 км. Она приурочена к Тагило-Магнитогорскому синклинию, где значения теплового потока не превышают 0,6 етп (25 мВт/м<sup>2</sup>) [19]. Западнее, в миогеосинклинальной зоне, и восточнее, в Восточно-Уральском поднятии, тепловой поток изменяется от 0,6 до 0,8 етп (25—34 мВт/м<sup>2</sup>). Таким образом, Урал и другие позднепалеозойские линейные пояса с характерным для них низким тепловым потоком выпадают из установленной ранее глобальной зависимости между величиной теплового потока и временем консолидации континентальной коры

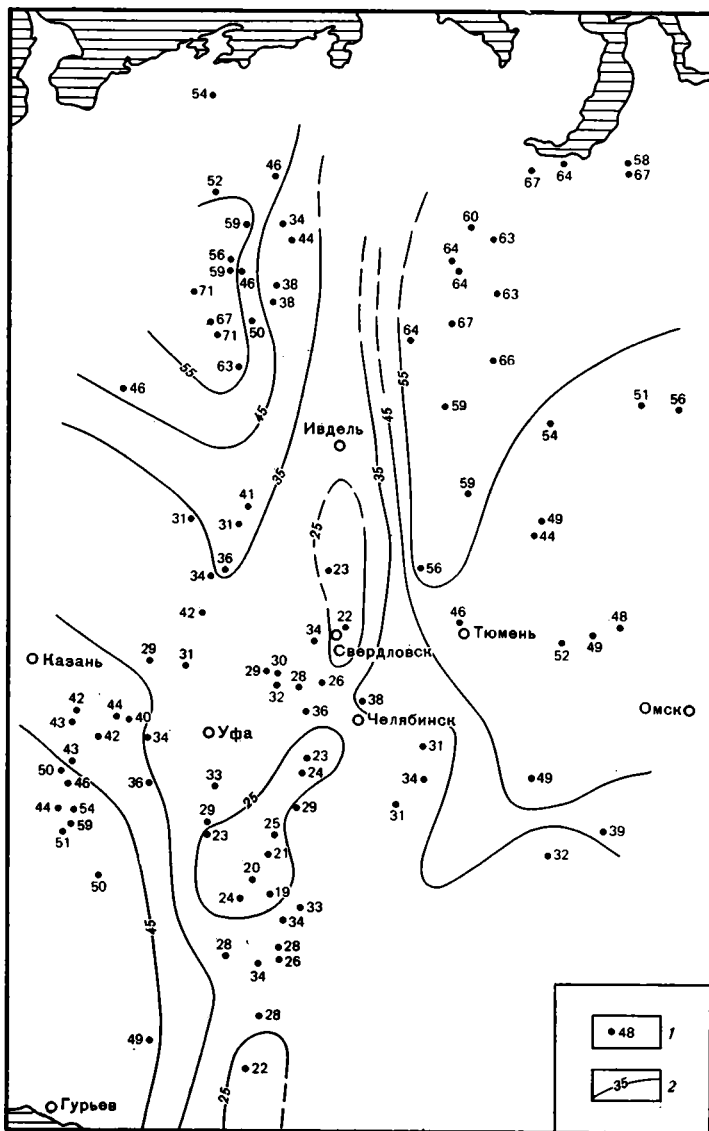


Рис. 1. Схема теплового потока Урала и сопредельных территорий  
 1 — значения теплового потока ( $\text{мВт}/\text{м}^2$ ); 2 — изолинии теплового потока

[17]. Средний тепловой поток для герцинских структур континентов, исходя из этой зависимости, составляет  $1,3 \pm 0,25$  егг ( $54 \pm 10 \text{ мВт}/\text{м}^2$ ), что значительно выше, чем на Урале. В настоящее время не существует однозначного объяснения этого феномена. В. Е. Сальников [20] на основании данных о повышенной основности разреза коры Южного Урала и сходства состава и химизма пород геосинклинального основания с океаническими толеитами [12] считает, что аномальный тепловой поток можно объяснить низкой теплогенерацией в коре ( $1-3 \text{ егг}^1$ ) и слабым тепловым потоком с поверхности  $M$  (не более  $0,2 \text{ егг}$  ( $8 \text{ мВт}/\text{м}^2$ )). Подобное объяснение аномально низкого потока в Западной Африке приводит Д. Чэпмэн и Г. Поллак [35]. Но в этой модели остаются неясными причины образования столь низкого теплового потока из мантии, так как именно он ответствен за наблюдаемую аномалию. Коровая же теплогенерация такой величины наблюдается и в других регионах с «нормаль-

<sup>1</sup> 1 егг =  $0,01 \text{ егг}/\text{км}$ .

ными» значениями теплового потока. В слоистой модели теплогенерации, обоснованной Я. Б. Смирновым [23], этими значениями характеризуется радиогенное тепловыделение в нижней части гранитного и в верхней части базальтового слоев.

Мы предлагаем тепловую модель, основанную на многочисленных геологических наблюдениях и структурно-тектонических реконструкциях положения различных комплексов в складчатых поясах [14, 15, 18, 26]. В большинстве линейных поясов установлено существование гигантских аллохтонов, сложенных породами континентальной и палеоокеанической коры, а также верхней мантии. Как отмечает С. В. Руженцев [26], нижние пластины, мощные и моноклитные по составу, смещались на значительные расстояния; вверх по разрезу число пластин увеличивается, а их мощность уменьшается.

В данной работе рассматривается тепловая модель надвига (или поддвига, что не принципиально для теплофизических расчетов). Исходя из концепции глобальной структурной расслоенности [26], доказанной сейчас для большинства линейных поясов, мы предполагаем, что вся океаническая литосфера (а не верхняя шарьированная ее часть) была вовлечена в процессы структурной и вещественной перестройки при формировании континентальной литосферы. Из этих соображений в моделях принята мощность перемещенной литосферной пластины — 65—70 км.

Решение задачи осуществлялось на сеточной модели МСМ по методу Г. Либмана. Этот метод позволяет моделировать многие нестационарные тепловые процессы, в том числе и задачу о влиянии надвигов. В теплофизическом отношении модель представляет собой чередование слоев, в каждом из которых заданы значения коэффициентов теплопроводности и радиогенной теплогенерации. Эти параметры выбраны по среднестатистическим данным, характеризующим теплофизический разрез коры переходного и континентального типов [24]. Начало решения ( $\tau=0$ ) приурочено к моменту возникновения слоисто-надвиговой структуры. Как видно из рис. 2, на глубине 65—70 км в начальный момент существует отрицательный градиент температуры, связанный с «быстрым» надвиганием литосферной пластины с температурой около  $1200^\circ\text{C}$  на нижней границе на другую литопластину с температурой  $0^\circ\text{C}$  на верхней границе. Реально в данной модели на поверхности нижней пластины температура равна  $\approx 150^\circ\text{C}$  за счет тепла тектонического трения, влияние которого более подробно будет рассмотрено ниже. На нижней границе нижней пластины поддерживаются граничные условия I рода, т. е. постоянство температуры. В данном случае на глубине 130 км сохраняется температура  $1220^\circ\text{C}$ , соответствующая температуре солидуса высокоглиноземистого кварцевого толеита на такой глубине [4]. Глубже 130 км температура нарастает по адиабатическому градиенту ( $0,3^\circ\text{C}/\text{км}$ ), что возможно только в условиях существования конвективного перемешивания. С течением времени подошва верхнего блока остывает, а кровля нижнего блока разогревается. Примерно через 25 млн. лет после образования надвига исчезает отрицательный градиент температуры на плоскости сместителя, а со времени 100 млн. лет на этой поверхности устанавливается примерно постоянная температура. Через 325 млн. лет после образования надвига данной мощности устанавливается стационарное распределение температуры во всей литосфере. Тепловой поток с поверхности Земли, как видно из рис. 2, б, с течением времени уменьшается примерно в 2 раза. Минимум теплового потока приурочен ко времени 225—275 млн. лет, а затем со времени 325 млн. лет для теплового потока, так же как и для температуры, наступает стационарное состояние.

В следующей модели предполагалось, что срывы и перемещения пластин происходят на различных уровнях и образуется тектонически расслоенная литосфера. Теплофизический разрез, принятый для расчета, показан на рис. 3, а. Из рисунка видно, что в начальный момент существуют три слоя (на глубинах 10—20, 40—50 и 90—100 км), в которых температура падает с глубиной. Причина этого аналогична описанной в

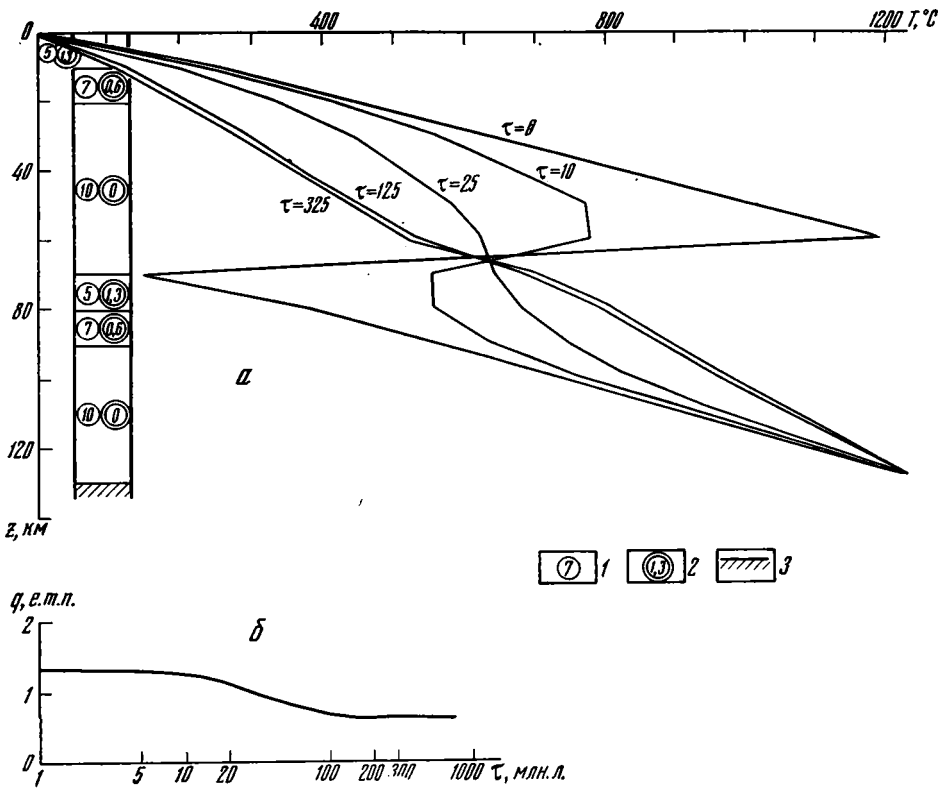


Рис. 2. Изменение геотермического поля в условиях надвига при граничных условиях I рода на нижней границе  
*a* — изменение температуры литосферы после образования надвига в зависимости от времени ( $\tau$  — в млн. лет) для теплофизической модели, где 1 — значения коэффициентов теплопроводности (мкал/см·с·°С), 2 — теплогенерация в слоях (егт), 3 — зона фракционного плавления в мантии; *б* — изменение теплового потока во времени с учетом выделения тепла тектонического трения

предыдущей модели. На поверхности каждого срыва несколько повышается температура за счет выделения фрикционного тепла, что хорошо заметно на рисунке. Стационарное состояние устанавливается так же, как и в модели простого надвига через 300 млн. лет, т. е. время выхода на стационарный режим зависит не от количества расслоенных пластин, а от их суммарной мощности. Поверхностный тепловой поток для данной мощности верхней пластины (10—15 км) имеет минимум через 15—20 млн. лет после образования надвига. Однако ни время появления минимума, ни время прихода к стационарному тепловому потоку не зависят от фрикционного тепла (рис. 3, б), величина которого лишь определяет абсолютное значение теплового потока. В модели «расслоенности» минимум теплового потока более глубокий, чем в модели «простого надвига», а нарастание до стационарного значения заметнее. Тем не менее и в этом случае стационарный тепловой поток с поверхности меньше первичного  $\approx$  на 10%.

Таким образом, для моделей надвигов с граничными условиями I рода характерны образования минимумов теплового потока и затем выход на асимптоту, свидетельствующий о начале стационарного состояния. Эти два момента являются отличительной особенностью тепловой модели надвига. Время их наступления зависит от суммарной мощности аллохтонной пластины. На рис. 4 иллюстрируется эта зависимость. Как видно из рисунка, чем больше мощность пластины, тем больший интервал между минимумом (кривая 1) и временем выхода на стационарный режим (кривая 2). Так, если мощность надвигающейся пла-



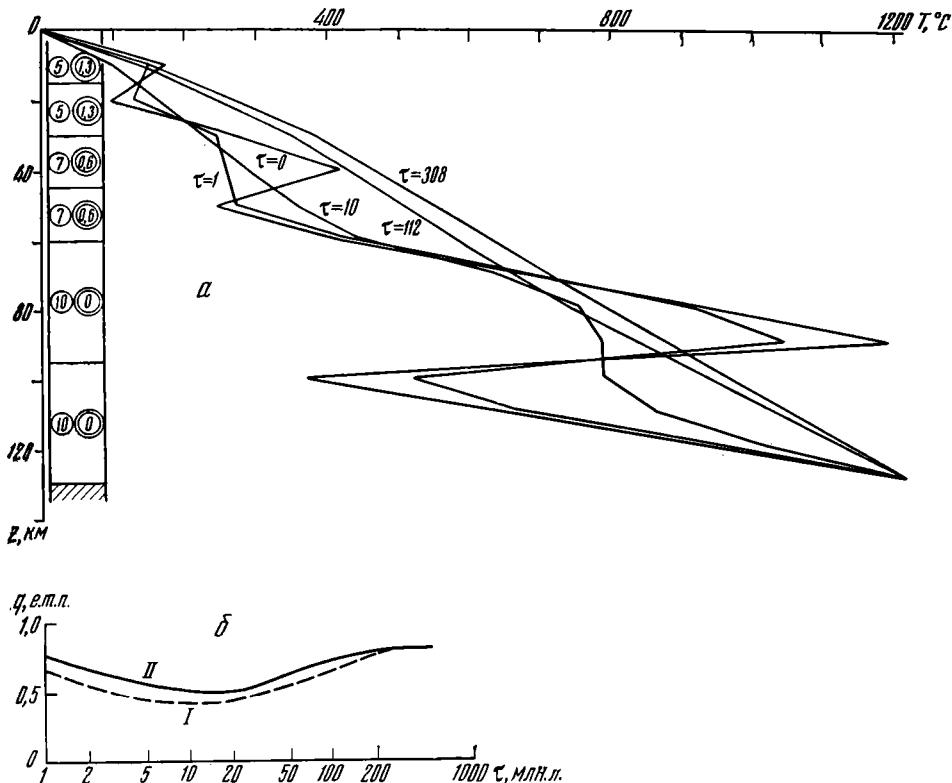


Рис. 3. Изменение геотермического поля в условиях тектонической расчлененности при граничных условиях I рода на нижней границе а — см. рис. 2; б — изменение теплового потока во времени: I — без учета, II — с учетом выделения тепла тектонического трения

стины равна 10 км, то этот интервал составляет 15 млн. лет, а для надвига мощностью 50 км  $\approx$  125 млн. лет.

Механическое трение пластин при их движении естественно вызывает разогрев поверхности скольжения. Тепловая энергия  $Q$ , выделяющаяся при этом, зависит от мощности плиты, т. е. нормального давления ( $p_n$ ) на поверхность скольжения, скорости надвигания ( $v$ ), и вязкости ( $\eta$ ), которая в свою очередь зависит от температуры [6]:

$$Q = f(p_n, v, \eta = \varphi(T)).$$

При разработке моделей субдукции в переходных зонах неоднократно обсуждался вопрос о роли фрикционного тепла [28, 40, 41]. В этих работах показано, что тепло трения играет демпфирующую роль при погружении холодной плиты в более горячую мантию. Однако при субгоризонтальном движении пластин, принятом в наших моделях, тепло

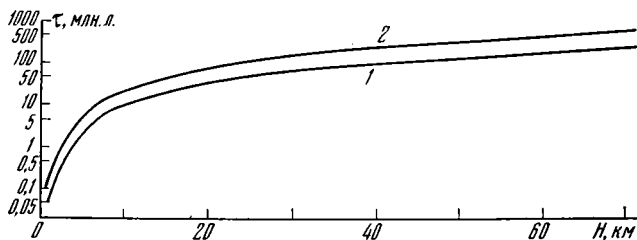


Рис. 4. Зависимость времени появления минимума теплового потока (1) и наступления стационарного состояния (2) от мощности аллохтонной пластины

трения будет вызывать дополнительный разогрев поверхности скольжения, а при продолжительном движении пластин наступает момент, когда этот разогрев проявится в увеличении кондуктивного теплового потока. Оценить время прихода к поверхности дополнительного импульса тепла можно по формуле:  $\tau = H^2/4a$ , где  $H$  — мощность пластины,  $a$  — ее температуропроводность. Результаты расчета величины разогрева в зависимости от времени надвигания приведены на рис. 5. В качестве параметра принята скорость скольжения (от 0,4 до 8 см/год). Расчет проведен для мощности пластин 15 и 70 км при соответствующих значениях вязкости, а значит, и коэффициентов трения. В данной модели соблюдается условие постоянства скорости движения пластины за все расчетное время. Очевидно, что при импульсном характере движения мы получим иную зависимость. Как видно из рисунка, для 15-километрового блока даже за неправдоподобно большое время движения плавление основных и ультраосновных пород за счет фрикционного тепла может произойти при скоростях свыше 4 см/год. Для 70-километрового блока плавление возможно уже через 50 млн. лет при скорости надвигания 2 см/год. Однако пока нет доказательств существования непрерывного движения плит за такое продолжительное время. Напротив, исследования по проекту глубоководного бурения показывают, что движения носят прерывистый, импульсный характер, происходят с переменными скоростями и чередуются с состояниями относительного покоя [13, 23, 36, 42]. В этом случае величина разогрева за счет тектонического трения будет существенно меньше. Данное решение представляет собой экстремальный случай, хотя оно полезно для оценки возможного верхнего предела величины фрикционного тепла. Таким образом, разогревание за счет тектонического трения в тепловой эволюции литосферы играет подчиненную роль и не может быть причиной значительных структурных перестроек.

Следующий расчет проведен для модели, представляющей собой тот же теплофизический разрез, что и на рис. 2, но с другими граничными условиями. На нижней границе автотонной пластины соблюдается граничное условие II рода, т. е. постоянство теплового потока. Как и в предыдущих моделях, здесь учитывалось тепло трения на плоскости скольжения. На рис. 6, а показано изменение во времени температуры в литосфере с учетом выделения теплоты кристаллизации или поглощения теплоты плавления. На рис. 6, б приведены результаты расчета поверхностного теплового потока как с учетом теплоты фазового перехода, так и без него. Величина теплоты фазового перехода для идентификации моделирования пересчитывалась в эквивалентное значение плотности теплового потока, которое алгебраически суммировалось с мантийным теплотопотоком и задавалось на нижнюю границу. Глубина, на которой возможен солидус, фиксировалась графически как точка пересечения расчетной геотермы для каждого момента времени и кривой солидуса мантийного вещества [4]. Из-за малой скорости распространения кондуктивного тепла происходит разогревание нижней границы. Однако для первых 10 млн. лет после образования надвига за счет демпфирующего эффекта теплоты фазового перехода температура на нижней границе слабо изменяется. Но затем подъем температуры становится очень заметным.

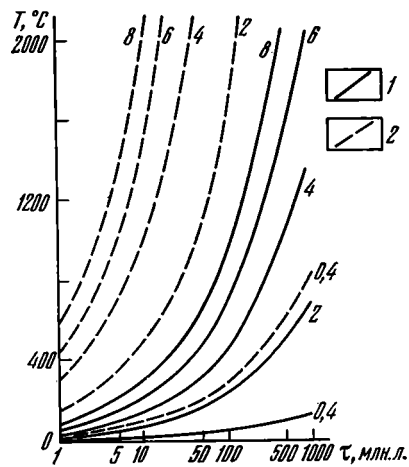


Рис. 5. Величина фрикционного разогрева для мощности аллохтонной пластины 1 — 15 км, 2 — 70 км; цифры у кривых — скорость надвигания (см/год)

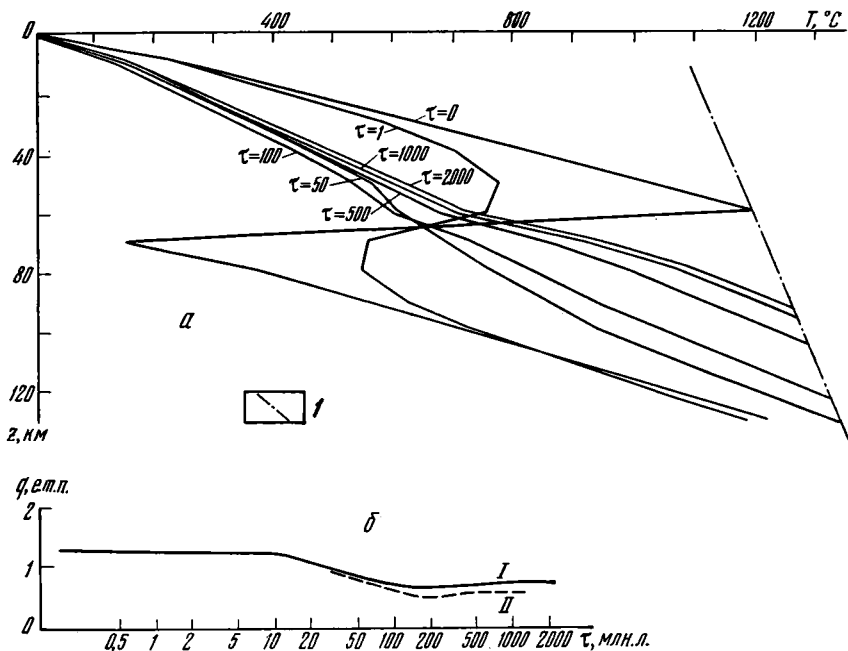


Рис. 6. Изменение геотермического поля в условиях надвига при граничных условиях II рода на нижней границе  
 а — см. рис. 2; б — изменение теплового потока во времени: I — с учетом, II — без учета выделения или поглощения тепла фазовых переходов, I — геотерма солидуса базальта

Так, через 50 млн. лет температура на глубине 120 км повышается на  $200^\circ\text{C}$ , через 100 млн. лет — на  $250^\circ\text{C}$ . Темп приращения температуры со временем уменьшается. Через 1000 млн. лет после образования надвига наступает тепловое состояние, близкое к стационарному. Заметим, что при граничных условиях II рода идеального стационарного состояния нельзя достичь даже через бесконечно большое время. При этом приращении температуры для каждого последующего шага будут бесконечно малы. В реальных условиях сделанное замечание не имеет значения, так как даже за 1000 млн. лет уже изменится количество выносимого мантией тепла из-за истощения радиоактивных элементов [9, 16] и переменной скорости других энергопреобразующих процессов [25]. Но даже анализируя этот экстремальный вариант, можно видеть, что при инвариантном теплотокоте из мантии за 2000 млн. лет может произойти расплавление лишь в нижней 35—40 км литосферы.

В распределении поверхностного теплового потока во времени наблюдается характерный для надвигов минимум, приуроченный ко времени 200—250 млн. лет после образования надвига (рис. 6, б). Выход на асимптоту имеет в этой модели свою специфику, о которой упоминалось выше. Приблизительно можно считать, что он наступает через 1000 млн. лет.

Таким образом, во всех рассмотренных моделях наблюдается необратимое уменьшение поверхностного теплового потока по сравнению с донадвиговой ситуацией. При мощности надвига 65—70 км, соизмеримой с толщиной океанической литосферы, минимальное значение теплового потока, отличающееся в 2 раза от первоначального, характерно для времени 200—300 млн. лет; т. е. если надвиг произошел в позднем палеозое, то в «сегодняшнем» тепловом потоке мы будем видеть аномально низкие значения. Средний тепловой поток современных абиссальных котловин Мирового океана составляет 1,1—1,3 етп ( $45\text{—}54\text{ мВт/м}^2$ ) [22, 34, 39]; на основании метода актуализма можно считать, что он был таким же в позднем палеозое. Тогда в результате надвига океанической лито-

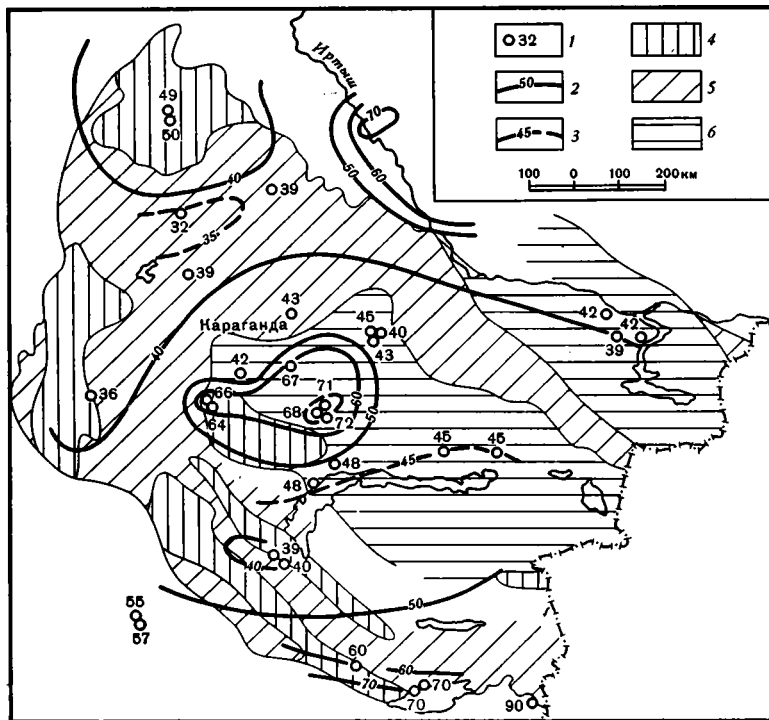


Рис. 7. Схема теплового потока Центрального Казахстана  
 1 — значения теплового потока (мВт/м<sup>2</sup>); изолинии теплового потока: 2 — основные, 3 — промежуточные; области с континентальной корой, сформировавшейся: 4 — к концу пермья, 5 — к началу девона, 6 — к концу карбона

пластины 300—200 млн. лет назад современный поток составит 0,55—0,65 етп (23—28 мВт/м<sup>2</sup>), который наблюдается на Урале и в других линейных поясах позднего палеозоя.

В Центральном Казахстане обнаружено закономерное увеличение теплового потока по мере омоложения континентальной земной коры и времени становления гранитно-метаморфического слоя. Так, в Селетинском и Степнякском синклиориях рубеж между океанической и переходной стадиями развития приходится на середину кембрия, а между переходной и континентальной — на конец ордовика [1]. Тепловой поток в этих зонах составляет 0,76—0,93 етп (32—39 мВт/м<sup>2</sup>) (рис. 7). В Тектурмасском антиклинории эти рубежи «омолаживаются» и отвечают соответственно кембрию — ордовику и ордовику — силуру. Несколько увеличивается и тепловой поток, до 1,0—1,03 етп (42—43 мВт/м<sup>2</sup>). В Жаман-Сарысуйской и Успенской тектонических зонах показателем становления гранитно-метаморфического слоя служит накопление комплекса франских вулканитов. На востоке Успенской зоны, вблизи сочленения ее с каледонидами Чингизского антиклинория, глубинный тепловой поток составляет 1,0—1,1 етп (40—45 мВт/м<sup>2</sup>), а западнее, в районе сочленения Жаман-Сарысуйского антиклинория и Токрауской впадины — 1,6 етп (67 мВт/м<sup>2</sup>). Такой же поток тепла наблюдается в краевом вулканическом поясе, являющемся показателем формирования континентальной коры. В осевой части Казахстанской геосинклинали области, в Северном Прибалхашье, на становление гранитно-метаморфического слоя указывают отложения нижней молассы визейско-башкирского возраста с вулканитами каркаралинской и калмакэмельской свит и гранитоидами балхашского и топарского комплексов. Развитие в поздней перми — триасе ультракислых гранитов акчатауского комплекса свидетельствует о продолжавшемся процессе «дозревания» континентальной коры центральноказахстанских палеозоид. Более позднее время становления

гранитно-метаморфического слоя в Северном Прибалхашье коррелирует с относительно высокими значениями глубинного теплового потока. Например, в центральной части Токрауской впадины, где развиты граниты акчатауского комплекса, он составляет 1,62—1,72 етп (68—72 мВт/м<sup>2</sup>), а в южной части впадины, в зоне развития раннекаменноугольных гранитоидов, снижается до 1,10—1,15 етп (45—48 мВт/м<sup>2</sup>). В древних микроконтинентах с корой, сформировавшейся к началу фанерозы, обнаружены низкие значения теплового потока: на Улутавском массиве имеется одно измерение — 0,86 етп (36 мВт/м<sup>2</sup>), а на Бурунтавском — два: 0,91 и 0,95 етп (39 и 40 мВт/м<sup>2</sup>). Особое место в этом ряду занимает Кокчетавский массив. Несмотря на то, что уже к вендскому времени здесь сформировался микроконтинент [27], измеренные значения теплового потока относительно высоки — 1,19—1,22 етп (49—50 мВт/м<sup>2</sup>). Такие значения, по мнению А. А. Смыслова с соавторами [24], объясняются большим вкладом коровой, «радиогенной» составляющей теплового потока. Кокчетавский антиклинарий, по их классификации, относится к «высокорadioактивным, интенсивно гранитизированным комплексам». Мантийная же часть теплового потока составляет лишь 30% от измеренной величины, т. е. 0,4 етп (17 мВт/м<sup>2</sup>).

Постепенное и длительное формирование гранитно-метаморфического слоя в Центральном Казахстане, продолжавшееся весь палеозой, коррелируется с постепенным увеличением глубинного теплового потока от периферии мозаичного пояса к его центру. Как показывают расчеты [29], качественная корреляция наблюдается также с мантийным теплотокотом, который вычислялся как разность между измеренным и коровым «радиогенным» тепловым потоком.

Процесс, который может объяснить подобную корреляцию, сводится к довольно простой модели кристаллизации и остывания астеносферного выступа. Эта модель имеет под собой реальную основу, так как тепловое влияние надвигов, которые могли бы усложнить модель, в Центральном-Казахстанском поясе рассредоточено. Многие авторы отмечают, что горизонтальные перемещения часто носили рассеянный характер и происходили по системам относительно малоамплитудных и маломощных пластин и чешуй [10, 11, 27]. В мозаичном поясе Центрального Казахстана увеличение мощности литосферы происходило за счет кристаллизации астеносферы. Этот процесс начался на периферии пояса и стягивался к его центру.

Для количественной оценки теплового состояния литосферы в процессе ее наращивания проведено аналоговое моделирование. В качестве начального условия принято распределение температуры, соответствующее зонам деструкции — аналогам рифтогенных структур [27]. В современных рифтах литосфера имеет мощность  $\approx 20$  км [8], а ниже этой глубины идет нарастание температуры с адиабатическим градиентом. Именно такая геотермограмма принята нами в модели для времени  $\tau=0$ , соответствующему венду. К этому времени, по мнению Н. Г. Марковой [27], относится образование основной массы деструктивных зон Центрального Казахстана. Задача решалась с граничным условием II рода на нижней границе, которое в данной модели физически более обосновано, чем условие постоянства температуры. Достаточно долгая (до 1 млрд. лет) инвариантность теплового потока из мантии на глубине 350—400 км, вероятно, также нарушается, так как должно происходить уменьшение потока из-за истощения радиоактивных элементов в мантии. Теоретические [33] и экспериментальные [4] исследования показывают, что тепловой поток с поверхности переходного слоя мантии, т. е. с глубины 400 км, должен быть чисто кондуктивным, потому что при давлениях 125—130 кбар на этой глубине не будет происходить фракционного плавления вещества. Поэтому в расчетной модели (рис. 8, а) мы рассматриваем изменение температуры во времени для верхних 400 км Земли.

Моделирование показало, что происходит уменьшение геотермического градиента в верхней части литосферы и кристаллизация вещества, а

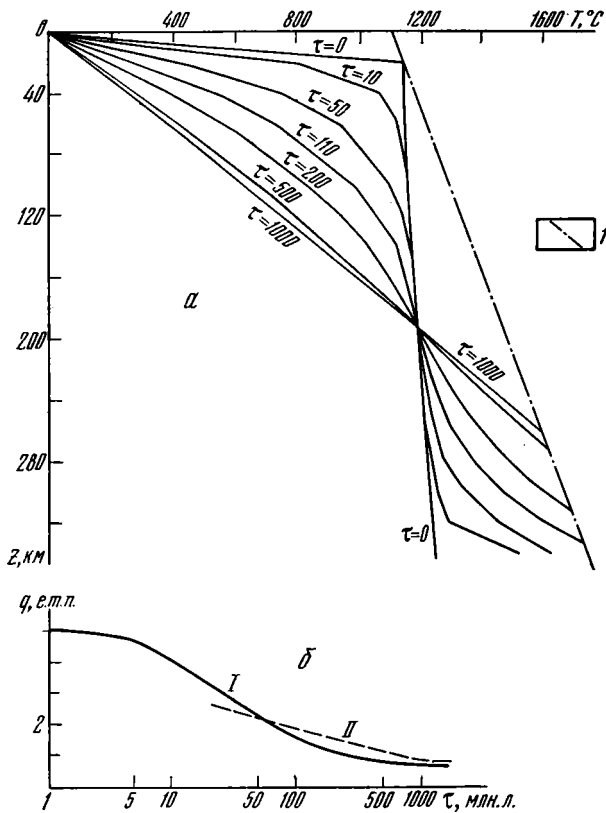


Рис. 8. Изменение геотермического поля в условиях остывания и кристаллизации при граничных условиях II рода на нижней границе *a* — изменение температуры литосферы во времени: I — геотерма солидуса базальта; *б* — изменение поверхностного теплового потока: I — в данной модели, II — в модели Б. Г. Поляка и Я. Б. Смирнова [17]

также постепенное повышение температуры на глубине 360 км (причины повышения температуры обсуждались выше). При этом на промежуточных глубинах продолжает существовать зона с адиабатическим градиентом температуры. Для момента  $\tau = 10$  млн. лет эта зона располагается в интервале глубин 80—240 км, для  $\tau = 50$  млн. лет — 160—220 км, для  $\tau = 80$  млн. лет — 180—210 км. Эти зоны адекватны, по-видимому, астенотинам или астенопластинам в терминологии А. В. Пейве [26], расположенным внутри более вязкой литосферы. Через 50 млн. лет после начала процесса геотермограмма пересечет кривую солидуса мантийного вещества на глубине 360 км. С этого времени происходит фракционное плавление при более высокой температуре, соответствующей термодинамической обстановке на данной глубине. Затем граница фракционного плавления будет смещаться вверх. В результате фазового перехода будет поглощаться тепловая энергия и соответственно уменьшаться тепловой поток. При моделировании это учитывалось в виде уменьшения нижнего граничного условия. Однако заметим, что эквивалентная плотность теплового потока фазового перехода примерно на порядок ниже глубинного теплового потока.

Через 1000 млн. лет в распределении температуры наступает квазистационарное состояние, при котором глубина фракционного плавления составляет 250—260 км. Такая же глубина наблюдается для времени  $\tau = 500$  млн. лет. Литосфера с мощностью 250—270 км в Центральном Казахстане характеризует участки с гранитно-метаморфическим слоем, сформировавшимся в конце ордовика — начале силура [29]. Эта величина получена из расчета глубинных температур по эмпирическим значениям теплового потока, исходя из слоистой модели теплогенерации

[23]. Однако совпадение модельных и эмпирических данных может оказаться случайным, так как в модели на протяжении всего интервала времени принималась постоянная теплогенерация в верхних 20 км, соответствующая радиотепловыделению в базальтовом слое. Но в процессе фракционирования при кристаллизации астеносферы должна увеличиться концентрация радиоактивных элементов в верхней части литосферы, а следовательно, должен увеличиться и радиогенный тепловой поток. Совпадение результатов возможно при допущении о подчиненной роли радиотеплогенерации в распределении температур в большей части литосферы.

На рис. 8, б представлено изменение теплового потока с поверхности в данной модели. Для сравнения на том же рисунке приводится кривая изменения теплового потока в зависимости от времени последней стадии тектоно-магматической активизации, полученная Б. Г. Поляком и Я. Б. Смирновым [17] в результате статистической обработки геотермических данных по разновозрастным тектоническим областям. Близкое совпадение кривых, на наш взгляд, объясняется тем, что авторы этой зависимости располагали в основном данными по мозаичным структурам с возрастом более 50 млн. лет. К тому времени были лишь немногочисленные измерения теплового потока в мезозойских и палеозойских линейных поясах.

Таким образом, модель остывания и кристаллизации астеносферы удовлетворяет наблюдаемому распределению геотермического поля в мозаичных поясах. Мы не игнорируем, конечно, и тепловое воздействие надвигов, но оно является скорее исключением, чем правилом.

На основании всего вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. Аномально низкий тепловой поток на Урале и в других линейных поясах позднего палеозоя объясняется влиянием надвигов или подвигов с суммарной мощностью аллохтонных пластин, соизмеримой с толщиной океанической литосферы. При такой мощности в современном тепловом потоке наблюдаются минимальные значения.

2. Закономерное изменение теплового потока в зависимости от возраста континентальной коры в Центральном Казахстане и в других палеозойских мозаичных поясах связано с наращиванием литосферы за счет кристаллизации астеносферы.

3. Процессы, приводящие к трансформации энергии (тектоническое трение, фазовые переходы, радиогенное тепловыделение в верхней части земной коры), не играют решающей роли в тепловой эволюции литосферы. Они или воздействуют относительно непродолжительное время, или слабо изменяют наблюдаемый тепловой поток.

Настоящая работа не могла быть выполнена без постоянной помощи Я. Б. Смирнова и Б. Г. Поляка, с которыми обсуждались все конечные результаты. В получении фактического материала и при проведении моделирования автору неизменно помогали В. Е. Сальников, В. И. Падучих, С. В. Тимарева и Р. А. Фотогдинов. Всем им автор крайне признателен.

#### Литература

1. Антонюк Р. М., Ляпичев Г. Ф., Маркова Н. Г. и др. Структуры и эволюция земной коры Центрального Казахстана.— Геотектоника, 1977, № 5, с. 71—82.
2. Булашевич Ю. П., Шапов В. П. Геотермические особенности Уральской геосинклинали.— Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 3, с. 715—719.
3. Булашевич Ю. П. Тепловой поток в условиях вертикальной фильтрации.— Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 6, с. 1447—1449.
4. Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение магматических пород известково-шелочного ряда.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 118—131.
5. Дучков А. Д., Соколова Л. С., Соловьева З. А., Хайковский Э. С. Тепловой поток западной части Алтае-Саянской области.— Геология и геофизика, 1978, № 4, с. 96—100.
6. Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964. 487 с.
7. Жеваго В. С. Геотермия и термальные воды Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1972. 225 с.
8. Зорин Ю. А. Об аномальной мантии и температурном режиме земной коры в Байкальской рифтовой зоне.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 9, с. 37—43.

9. *Любимова Е. А.* Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 279 с.
10. *Маркова Н. Г., Павлова Т. Г., Розен О. М. и др.* О тектоническом районировании палеозойд Центрального Казахстана.— *Геотектоника*, 1980, № 1, с. 122—127.
11. *Моссаковский А. А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 314 с.
12. *Пейве А. В.* Тектоника и развитие Урала и Аппалачей — сравнение.— *Геотектоника*, 1973, № 3, с. 3—13.
13. *Пейве А. В., Савельев А. А.* Структуры и движения в литосфере.— *Геотектоника*, 1982, № 6, с. 5—24.
14. *Перфильев А. С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 187 с.
15. *Перфильев А. С., Руженцев С. В.* Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах.— *Геотектоника*, 1973, № 3, с. 14—26.
16. *Поляк Б. Г., Кропоткин П. Н., Макаренко Ф. А.* Основные проблемы геоэнергетики.— В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972, с. 7—26.
17. *Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б.* Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов.— *Геотектоника*, 1968, № 4, с. 3—19.
18. *Руженцев С. В.* Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 184 с.
19. *Сальников В. Е., Огаринов И. С.* Зона аномально низких тепловых потоков на Южном Урале.— Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 6, с. 1456—1459.
20. *Сальников В. Е.* Новые данные о распределении теплового потока на Южном Урале.— Докл. АН СССР, 1982, т. 265, № 4, с. 944—947.
21. *Сальников В. Е., Хуторской М. Д.* Использование теплового потока для поисков слепых рудных тел.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 2, с. 91—97.
22. *Смирнов Я. Б.* Связь теплового потока со строением и развитием земной коры и верхней мантии.— *Геотектоника*, 1968, № 6, с. 6—18.
23. *Смирнов Я. Б.* Тепловой режим тектоносферы. Объяснительная записка к карте теплового потока СССР м-ба О: 10 000 000. М.—Л.: ГУГК, 1980. 118 с.
24. *Смыслов А. А., Моисеенко У. И., Чадович Т. З.* Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979. 191 с.
25. *Сорохтин О. Г.* Энергетический баланс Земли.— В кн.: Тектоника литосферных плит. М.: Ин-т океанологии, 1977, с. 57—66.
26. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 215 с.
27. Тектоника Казахстана. Объяснительная записка к тектонической карте Восточного Казахстана м-ба 1: 2 500 000. М.: Наука, 1982. 137 с.
28. *Ушаков С. М., Галушкин Ю. И.* Литосфера Земли (по геофизическим данным), ч. II. Континентальная литосфера. Т. 4. М.: ВИНТИ, 1979. 221 с.
29. *Хуторской М. Д.* Тепловой поток в областях структурно-геологических неоднородностей. М.: Наука, 1982. 77 с.
30. *Хуторской М. Д.* Новые данные о тепловом потоке в МНР.— Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 2, с. 434—437.
31. *Чепмен Д. С., Поллак Г. Н., Чермак В.* Глобальный тепловой поток и тепловое поле Европы.— В кн.: Тепловое поле Европы. М.: Мир, 1982, с. 54—63.
32. *Шапиро С. М.* Некоторые аспекты формирования трещинных подземных вод юго-востока Центрального Казахстана.— В кн.: Региональные гидрогеологические исследования в Казахстане. Алма-Ата: Наука, 1971, с. 86—95.
33. *Birch F.* Density and composition of mantle and core.— *J. Geophys. Res.*, 1964, v. 69, p. 4377—4388.
34. *Chapman D. S., Pollack H. N.* Global heat flow: a new look.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 28, № 1, p. 23—32.
35. *Chapman D. S., Pollack H. N.* «Cold spot» in West Africa: anchoring the African plate.— *Nature*, v. 250, 1974, № 5466, p. 477—478.
36. *Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision.— *Science*, 1975, v. 189, № 4201, p. 419—426.
37. *Roy R. F., Decker E. R., Blackwell D. D., Birch F.* Heat flow in the United States.— *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, № 16, p. 5202—5221.
38. *Sass J. H., Blackwell D. D., Chapman D. S. et al.* Heat flow the crust of the United States.— In: *Physical Properties of rocks and minerals*. McGraw Hill, 1981, p. 503—548.
39. *Sclater J. G., Francheteau J.* The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth.— *Geoph. J. Roy. Astron. Soc.*, 1970, v. 20, p. 509—542.
40. *Sydora L. J., Jones F. W., Lambert R.* The thermal regime of the descending lithosphere: the effect of varying angle and rate of subduction.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1978, v. 15, p. 626—635.
41. *Turcotte D. L., Schubert G.* Frictional heating of the descending lithosphere.— *J. Geophys. Res.*, 1973, v. 78, p. 5876—5878.
42. *Van Andel T. H., Thiede J., Sclater J. G., Hay W. W.* Depositional history of the South Atlantic ocean during the last 125 million years.— *J. Geology*, 1977, v. 85, № 6, p. 651—698.



УДК 551.247(479.24)

КОПП М. Л.

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СВЯЗИ ГЛИНЯНЫХ ДИАПИРОВ, ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ И СТРУКТУР ГОРИЗОНТАЛЬНОГО СЖАТИЯ (НА ПРИМЕРЕ АЛЯТСКОЙ ГРЯДЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА)

Фиксированные в верхнеплиоценовом разрезе глыбовые брекчии палеоген-миоценовых глин представляют собой тектонический меланж, выжатый из зоны Аджичайско-Алятского надвига (ранее эти брекчии считались грязевулканическими или оползневными). Подобные образования необходимо выделять в качестве шарьяжей особого типа — «диапировых», размер перекрытия которыми подложья определяется в первую очередь объемом и текучестью выжатого материала. Дезинтеграция пород возникла в результате раздавливания насыщенных флюидами и сильно пластифицированных глин, вызванного направленным извне горизонтальным сжатием. Перемешиваются обломки пород разного возраста в процессе скольжения крыльев разлома. Эта же геодинамическая обстановка является и причиной подъема брекчиевых масс на поверхность, несмотря на различия конкретного механизма внедрения тектонических и грязевулканических брекчий: в первом случае горизонтальное сжатие — непосредственный фактор внедрения, а во втором оно лишь вызывает рост пластового давления находящихся под литостатической нагрузкой флюидов.

В западной части Алятской гряды, около горы Ахтарма (Ташмардан), известны выходы сильно брекчированных глин майкопской серии, перекрытых непосредственно апшеронскими отложениями. Структурная позиция и генезис этих образований долгое время не были ясны. Впервые описавший их М. И. Цыбик считал, что это погребенный оползень. Затем было высказано предположение, что брекчированные породы выходят в ядре антиклинали, но проведенное нефтяниками структурно-поисковое бурение показало бескорневой характер майкопской пластины: она подстилается мелкообломочной грязевулканической брекчией, лежащей на осадочных породах среднего апшерона. На этом основании был сделан вывод (С. А. Аствацатуров, Ю. П. Баженов) о грязевулканическом генезисе и самого горизонта глыбовых включений. Г. А. Ахмедов, А. А. Али-Заде и др. [2] называют исследуемые образования пластовой брекчией, не затрагивая вопроса о ее происхождении.

Для выяснения природы внутриапшеронских включений майкопских глин нами было предпринято детальное изучение Ташмарданского участка, в котором участвовали Е. И. Блюмкин, Н. В. Крючкова. В полевых маршрутах и при анализе полученных данных автору помогли советами Н. Н. Курдин, А. Г. Малюжинец, И. Г. Щерба. Некоторые теоретические положения разрабатывались совместно с А. Г. Малюжиным. Я глубоко признателен всем этим товарищам.

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Алятская гряда и Южный Кобыстан сложены кайнозойскими осадками общей мощностью до 4—5 км. В составе фрагментарно обнаженной палеоген-миоценовой толщи глин (мощность 2—2,5 км) выделяются все ее стратиграфические подразделения: красноцветные глины сумгаитской свиты палеоцена, мергели и глины коунской свиты эоцена, сланцеватые бескарбонатные глины майкопской серии (олигоцен—нижний миоцен), песчаники и известковистые глины спириалисовых слоев тархана — чокрака, бескарбонатные сланцеватые глины и пески диатомовой свиты карагана — мэотиса, карбонатные глины, пески и ракушечники

понта. В разрезе плиоцена существенную роль играют песчано-алевритовые породы. Более всего их содержит мощная (до 2 км) продуктивная свита нижнего плиоцена озерно-аллювиального генезиса. Верхний плиоцен (мощность до 600 м) начинается со сланцеватых глин акчагыльского яруса, содержащих частые прослои вулканического пепла. Выше следуют осадки апшерона: ленточные глины нижнего подъяруса, пески и ракушечники среднего—верхнего подъярусов. Четвертичные отложения представлены главным образом грязевулканическими (сопочными) брекчиями. В верхах неогена имеется ряд угловых несогласий, наиболее значительные из которых приурочены к подошве понта, границе продуктивной толщи и акчагыла, верхней половине апшерона и границе апшерона — баку.

Структура региона формировалась в обстановке горизонтального сжатия, осложненного разнообразными проявлениями глиняного диапиризма: от пережимов отдельных слоев до образования крупных и сильно брекчированных ядер протыкания. Пластическому перераспределению подверглись глинистые породы палеогена—миоцена, в особенности тонкие майкопские глины. Перетекание концентрировалось в зонах взбросов и надвигов, поэтому линии их выхода на поверхность часто маркируются широкими (до 1 км) полосами тектонических брекчий глин. На пологих северных крыльях складок и надвигов те же породы деформированы гораздо спокойнее. Более жесткие плиоценовые образования всегда образуют лишь крупные и простые складчатые формы.

Ташмарданский участок (рис. 1) расположен в районе кулисного сочленения двух ветвей Аджичайско-Алятского регионального разрыва: северной — Адживелинской и южной — Алятской. Адживелинский надвиг<sup>1</sup>, находящийся на непосредственном восточном продолжении Аджичайско-Ленгезиского сдвигонадвига, отделяет область линейных южновергентных складок Южного Кобыстана от брахиморфных структур Алятской гряды. Морфология, ориентировка и взаимное расположение последних подчинены закономерностям сдвиговой тектоники. По традиции Алятский разрыв считается взбросонадвигом, но это не совсем правильно: разрыв имеет слоистую или синусоидальную конфигурацию в плане и состоит из сочленяющихся под тупым углом взбросонадвиговых и сдвиговых отрезков. При этом на участках запад-северо-западного простирания преобладает надвиговая составляющая смещения, север-северо-западного — правосдвиговая, восток-северо-восточного (встречается редко) — левосдвиговая. Надвиговые отрезки лучше обнажены, так как в четвертичное время они воздымались наиболее интенсивно, к сдвигам же часто приурочены грязевые вулканы, и поэтому кинематический тип этих разрывов обычно устанавливается по косвенным признакам: горизонтальным подворотам, наличию мелких оперяющих сдвигов, ассоциации с эшелонированными и фестончатыми складками.

Отмеченные особенности строения Алятского разрыва проявляются и в пределах изученного участка. В районе горы Ахтарма разрыв полностью перекрыт сопочными брекчиями, но четко доказывается бурением (см, рис. 1, В, Г). Он имеет крутой наклон, восток-северо-восточное простирание и, судя по резкому коленообразному изгибу субвертикальной пачки апшеронских известняков, является левым сдвигом. Южнее кочевья Байгулы разрыв выходит из-под грязевулканического чехла; он ориентирован здесь ЗСЗ—ВЮВ и представляет типичный надвиг (наклон к северу под углом 20—40°), по которому породы продуктивной толщи перекрывают апшерон. Еще восточнее Алятский разрыв опять уходит под четвертичные отложения. Вероятнее всего, он здесь приобретает север-северо-западное простирание, характерное для правых сдвигов. Об этом свидетельствует горизонтальная флексура на западном окончании Каладжикской антиклинали, оперенная небольшими правы-

<sup>1</sup> Смещение этого разрыва на поверхности наклонен круто (70—90°), но, судя по совмещению различных фациальных зон плиоцена, размер перекрытия по нему составляет не менее 2—3 км.

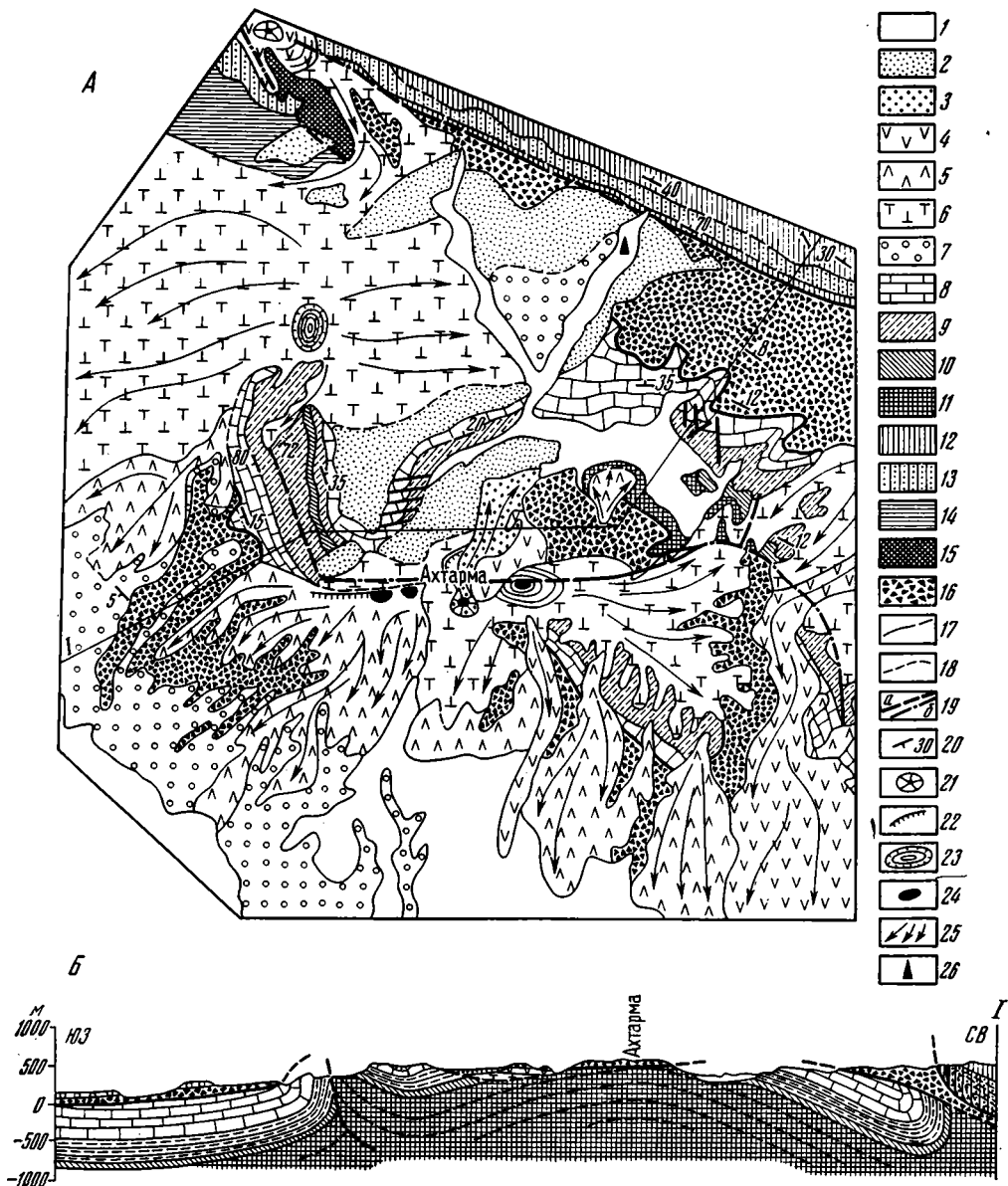
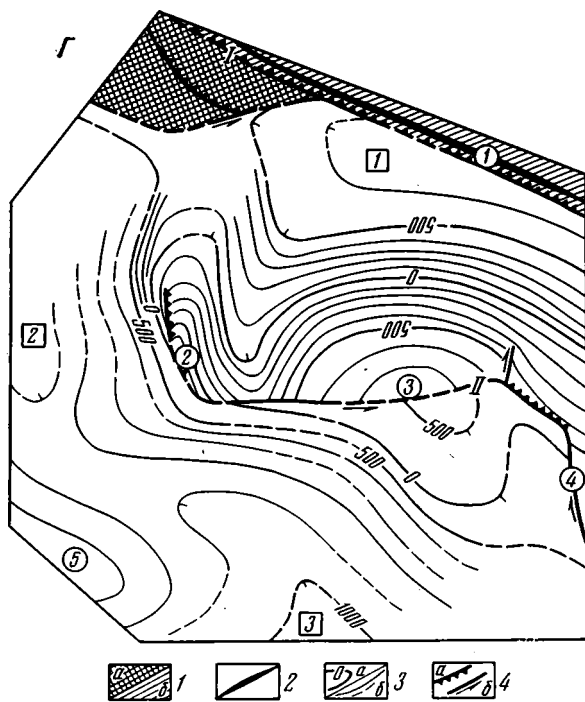
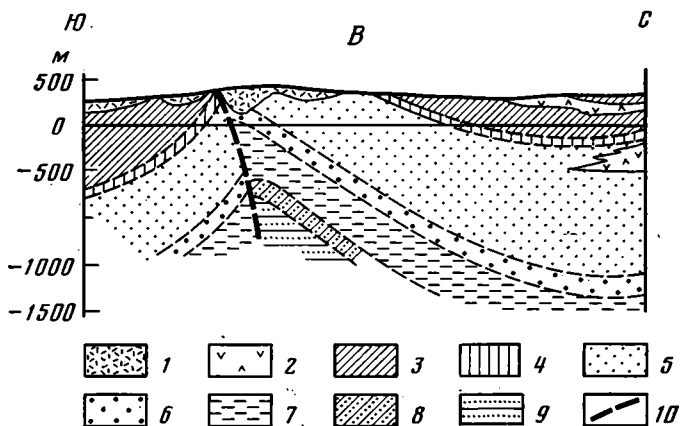


Рис. 1. Геологическое строение Ташмарданского участка Алятской гряды  
 А, Б — геологическая карта и профиль: 1 — аллювиально-пролювиальные и озерные отложения верхнего плейстоцена — голоцена; 2 — склоновые отложения нерасчлененные; 3—6 — грязевулканические отложения: 3 — голоценовые, 4 — верхнеплейстоцен-голоценовые, 5 — среднеплейстоценовые, 6 — нижне- и среднеплейстоценовые; 7—9 — апшерон: 7 — верхний, 8 — средний, 9 — нижний; 10 — ачкагыл; 11 — продуктивная толща нижнего плиоцена; 12 — тархан — чокрак; 13 — майкопская свита (олигоцен — нижний миоцен); 14 — коунская свита (эоцен); 15 — сумгайтская свита (палеоцен); 16 — тектонический меланж; 17 — геологические границы; 18 — маркирующие горизонты; 19 — тектонические нарушения: а — прослеженные на поверхности, б — перекрытые четвертичными отложениями; 20 — элементы залегания; 21—25 — элементы строения грязевулканических аппаратов: 21 — сопки, 22 — кальдеры, 23 — концентрические валлики сжатия, 24 — сальзы, 25 — направления растекания потоков; 26 — местоположение скв. 20. В — геологический профиль, составленный по данным бурения [2]: 1 — четвертичные сопочные брекчи; 2 — пластовые сопочные брекчи; 3 — апшерон; 4 — ачкагыл; 5 — продуктивная толща (нижний плиоцен); 6 — понт; 7 — диатомовая свита (караган — мэотис); 8 — тархан — чокрак; 9 — майкопская свита (олигоцен — нижний миоцен); 10 — разрывы. Г — структурная карта по подошве ачкагыла: 1 — участки выхода доплиоценовых образований (а — в надвиговых чешуях, б — в ядре Аджелинской антиклинали); 2 — оси линейных антиклиналей; 3 — стратоизогипсы (а — основные, проведенные через 500 м, б — дополнительные, проведенные через 100 м); 4 — разрывы (а — надвиги, б — сдвиги). Главные антиклинали (цифры в кружках):



1 — Адживелинская, 2 — Западно-Ташмарданская, 3 — Ташмарданская, 4 — Каладжикская (Шокханская), 5 — Большехараминская. Главные синклинали (цифры в квадратах): 1 — Гамнялинская, 2 — Сабатдюзинская, 3 — Навагинская

ми сдвигами. Важно отметить, что в пределах рассматриваемого участка Алятский разрыв везде проходит внутри плиоцена, выходов более древних пород около него не отмечается ни на поверхности, ни на глубине (по данным бурения — см. рис. 1, В). Широкие выходы палеогено-миоценовых образований присутствуют только в зоне Адживелинского разрыва.

Ташмарданский складчатый узел состоит из двух частных поднятий: куполовидного собственно Ташмарданского и Западно-Ташмарданского, вытянутого в необычном для данного района север-северо-западном направлении и представляющего собой присдвиговый структурный нос с круто ныряющим шарниром. На севере Ташмарданская группа поднятий сопряжена с Гамнялинской синклиналью, ось которой прижата к Адживелинскому надвигу.

**Результаты изучения брекчий.** Наиболее характерный разрез брекчиевого комплекса вскрыт в двух глубоких оврагах на западном крыле Западно-Ташмарданской антиклинали. Брекчии ложатся на пески и глины среднего апшерона с резким и слегка неровным контактом, но без углового несогласия; и апшеронские отложения и брекчии полого (7—8°) наклонены к юго-юго-западу.

В подошве и кровле толщи находятся горизонты тонкоперетертых брекчий мощностью 10—20 м, содержащих небольшие (до 5 см) обломки глин майкопа и в меньшей мере коуна и диатомовой свиты. Кусочки глин представляют собой типичные тектонические гальки угловатой или слабоокатанной формы с зеркалами скольжения на поверхности. В глинистую брекчиевую массу включены угловатые обломки (размер до 0,5 м) твердых пород: конкреционных доломитов и мергелей палеогена—миоцена, кремнистых доломитов тархана—чокрака.

Основную по мощности (20—40 м) часть комплекса составляют глыбвые брекчии палеоген-миоценовых глин. От залегающих выше и ниже тонких брекчий, равномерно окрашенных в коричнево-бурый цвет, этот горизонт отличается очень пестрой (преобладают ярко-белые, красные, голубовато-зеленые тона) окраской и поэтому хорошо заметен на местности. Обломки совершенно не сортированы по размеру. Размеры одной из наиболее крупных глыб (по-видимому, той самой, которая считалась находящейся в ядре антиклинали) составляют 300×600 м, но, так как она обнажена не полностью, эти значения следует считать минимальными. Глыба представляет собой раздробленный фрагмент разреза верхов майкопа — низов тархан-чокрака, в котором можно проследить сильно будинированный и местами вторично окрашенный в красно-бурый цвет сидеритовый горизонт черных глин верхнего майкопа, а также подошву спириалисовых слоев. Средний размер обломков, однако, значительно меньше и обычно составляет несколько десятков метров. Крупные включения сцементированы тонкой брекчией того же типа, что в кровле и подошве разреза. В составе глыб преобладают майкопские глины, на втором месте находятся глинистые породы миоцена. Среди более древних образований чаще всего встречаются красные глины сумгаитской свиты.

Говоря о брекчиевой толще в целом, следует отметить сильную ее тектонизацию, проявляющуюся в перемятости глин, будинаже жестких включений, весьма плотной трещиноватости с зеркалами скольжения, ориентированном (обычно параллельно подошве толщи) расположением вытянутых обломков, сильной деформированности гипсовых пластинок. Общим признаком толщи является также присутствие аутигенных минералов, характерных для грязевулканических образований: пирита, барита, целестина, вторичного ярозита.

Общая мощность брекчиевого комплекса составляет до 60—70 м. Он был прослежен нами далеко на юг, вплоть до свода Большехараминской антиклинали. Однако горизонт глыбвых включений выклинивается около осевой части Сабатдюжинской депрессии, разделяющей Большехараминское и Ташмарданское поднятия. На северном крыле Большехараминской антиклинали присутствует лишь тонкообломочная часть брекчиевой толщи мощностью всего 15—20 м.

Толща брекчий с размывом и базальным конгломератом в основании перекрывается песками, глинами и ракушечниками с богатой фауной, характерной для верхов среднего и верхнего апшерона (определение Л. И. Алиевой): *Apsheronia propinqua* Eichw., *Ap. brevior* Andrus., *Pseudocatillus isseli* Andrus., *Hyrkania subintermedia* Andrus., *H. hyrcana* Andrus., *Monodacna nitida* Andrus., *Dreissensia polymorpha* (Pall.) var. *angustiformis* Andrus.

Другое крупное поле выхода брекчиевого комплекса приурочено к осевой части Гамиялинской синклинали. Как и в предыдущем районе, комплекс имеет здесь трехчленное строение: крупные глыбы присутствуют только в середине разреза. Мощность толщи здесь возрастает при-

мерно в 2 раза, соответственно утолщаются и отдельные ее горизонты. В составе крупных глыб несколько увеличивается значение красноцветных глин сумгаитской свиты. Брекчиевый комплекс ложится с угловым несогласием на среднеапшеронские слои, наклоненные к северу под углом 25—30°, и сам полого (10—12°) дислоцирован; на подошве брекчий отмечались зеркала скольжения. К востоку от горы Ахтарма толща брекчий налегает с очень неровным контактом непосредственно на породы продуктивной толщи. Здесь отсутствует нижний тонкообломочный горизонт, и в самом основании разреза присутствуют крупные (до 50—70 м) глыбы, состоящие в основном из майкопских и миоценовых глин.

В двух последних районах эти образования предшествующими исследователями включались в четвертичный сопочный покров. Однако бурением доказано, что к северу от кочевья Гамиялы они погружаются под морской верхний апшерон [2].

В поле удается довольно легко отличить апшеронские брекчии от четвертичных грязевулканических образований — по значительному содержанию глыб, практически не встречающихся в составе последних, отсутствию характерных для грязевых вулканов форм рельефа (потоков, конусов выноса, валов выдавливания, кальдер и др.), заметной дислоцированности.

**Обсуждение результатов.** Отметим наиболее общие для всей изученной территории особенности брекчиевого комплекса.

1. Брекчии залегают в виде широкого (10—12 км) и протяженного (не менее 15 км) покрова, сплошность которого местами нарушена последующей денудацией. Мощность его постепенно увеличивается в сторону Адживелинского надвига от нескольких десятков до 200—250 м.

2. В наиболее полных разрезах брекчиевый комплекс имеет трехчленное строение: крупные отторженцы присутствуют только в средней его части, тогда как в кровле и подошве залегают тонкообломочные разновидности брекчий. Глыбы состоят в основном из глин майкопской и диатомовой свит, более древние образования представлены породами сумгаитской свиты палеоцена.

3. Брекчии ложатся с угловым несогласием на различные горизонты плиоцена — от верхов среднего апшерона до продуктивной толщи нижнего плиоцена — и сами слегка дислоцированы. Судя по наблюдаемым элементам залегания, они образуют слабо выпуклую (с углами на крыльях не более 10—15°) антиклиналь со сводом в районе условного центра Ташмарданской группы антиклиналей. Перекрываются брекчии (с размывом) морскими осадками верхнего апшерона.

На Юго-Восточном Кавказе описывались пластовые брекчии следующих видов: подводно-оползневые, грязевулканические и тектонические. Последняя группа, весьма разнородная по составу, включает брекчии межслоевого проскальзывания, диапировые пластовые дайки и брекчии оползания диапиров [14, 19, 20]. Тектонические брекчии межслоевого проскальзывания сразу же исключаются из рассмотрения, так как исследуемый комплекс полностью состоит из аллохтонного материала. По этой же причине отпадают и подводно-оползневые брекчии: в Кобыстане они широко распространены на разных стратиграфических уровнях, но везде сложены обломками только местного происхождения. Для того же чтобы считать брекчиевую толщу аллохтонным олистостромом, тоже нет никаких оснований, так как промежутки между глыбами заполнены не осадочными породами, а такими же обломками, только меньшего размера. Совершенно исключен и инъективный вариант возникновения рассматриваемых пластовых брекчий, прежде всего из-за трансгрессивного характера контакта с вышележащими отложениями.

Остается проверить два варианта генезиса апшеронских брекчий Ташмарданского участка: грязевулканический и диапирово-оползневой. Следует, однако, сказать сразу, что поскольку грязевые вулканы часто приурочены к диапирам, то различать брекчии, излившиеся из жерловин и выжатые по разломам, бывает довольно трудно. Яркие отличительные признаки имеет только так называемый сопочный ил — новообразован-

ная пелитовая порода, которая формируется в результате длительной обработки стенок жерла поднимающимися с больших глубин жидкими флюидами. Если же очаг извержения находится неглубоко, на земную поверхность выдавливаются гораздо более слабо измененные тектонические брекчии [1, 9, 20, 22]. Следствием сложной диагностики явился весьма существенный разнородный в изображении границ полей тектонических брекчий и четвертичных сопочных массивов на картах разных исследователей. Еще более трудно определить природу древних пластовых брекчий, как правило, разобренных от своих корней.

По нашему мнению, единственный критерий, который можно использовать для решения поставленной задачи,— это отмечавшаяся многими исследователями Юго-Восточного Кавказа сравнительно неплохая сортировка грязевулканических отложений [1, 9, 10, 19, 20, 22]. Величина обломков может быть самой разнообразной — от пелитовых частиц до мелких глыб, но их средний размер примерно постоянен и определяется в первую очередь динамическими факторами каждого конкретного извержения: величиной газового давления и вязкостью материала, зависящей от водонасыщенности. Крупные отторженцы в четвертичных сопочных брекчиях встречаются очень редко, имеют размеры не более первых метров и, как правило, не переносятся далеко от кратера. Хорошая сортировка имеет вполне определенную физическую причину: крупные, практические монолитные глыбы из-за худшей водонасыщенности имеют больший удельный вес по сравнению с полужидкой грязью и должны тонуть в ней. Совершенно иначе сортированы тектонические брекчии в зонах разрывов и ядрах протыкания диапировых структур: наряду с мелкообломочной массой в них присутствуют и крупные блоки ненарушенных пород [2, 14, 20].

Используя критерий сортировки для выяснения природы исследуемого брекчиевого комплекса, можно сделать вывод, что если относительно тонкообломочные пачки, находящиеся в его кровле и подошве, еще могут быть сопоставлены с сопочными образованиями, то уже никак нельзя к ним отнести глыбовый горизонт, представляющий собой типичный тектонический меланж. Вместе с тем значительное перемещение брекчий от области тектонической денудации, несомненно, было облегчено сильной обводненностью (доказываемой хотя бы присутствием характерных для сопочных брекчий вторичных минералов), что сближает эти образования с грязевулканическими. Но, если непосредственная причина извержений грязевых вулканов — аномально-высокое пластовое давление флюидов, то в данном случае вода и другие флюиды были лишь пассивным фактором деформации, снижающим вязкость пород. Активным же ее фактором были тектонические напряжения.

Наконец, можно ли исследуемые образования считать брекчиями оползания диапиров или, как их называл М. Ф. Мирчинк, «тектоническими оползнями»? Образования такого рода, наблюдавшиеся в Кобыстане и Байда-Чатминской антиклинальной зоне Среднекуринской впадины [4, 14, 19], судя по их описаниям, представлены совершенно разнородными геологическими телами: козырьками надвигов, четвертичными оползневыми массивами и оплывинами, начинающимися около тектонических нарушений. Их перемещение от диапиров объяснялось только гравитационным градиентом, роль же тектонических напряжений сводилась к подъему брекчированных масс на поверхность. Исходя из этой концепции исследователи подчеркивали связь тектонических оползней с четвертичным рельефом, их локальный характер, небольшой (обычно не более 1 км) размер перемещения от корня и тенденцию к отрыву от него. Однако многие морфологические особенности исследуемого комплекса брекчий (залегание в виде сплошного чехла, отсутствие резких перепадов мощности, постепенное утолщение в сторону Адживелинского надвига — вероятного «поставщика» обломков и отсутствие каких-либо признаков отрыва от него) не подтверждают представления о его транспортировке по земной поверхности в результате действия силы тяжести. Доводы противolistостромового перемещения уже приводились.

Все изложенное выше позволяет уверенно классифицировать исследуемые внутриапшеронские брекчии как тектонический меланж, образовавшийся в результате пластического перераспределения палеоген-миоценовых глин. Вместе с тем причину их весьма существенного перемещения не объясняет ни одна из предлагавшихся предшествующими исследователями гипотез: ни грязевулканическая, ни оползневая.

Единственный, на наш взгляд, механизм, который мог обеспечить быстрое и непрерывное наращивание меланжевого покрова до размеров, значительно превышающих площадь области тектонической денудации, — это выдавливание его из зоны Адживелинского надвига подобно тому, как из тюбика выжимается паста. Сила тяжести только определяла ориентировку растекания и в какой-то мере его амплитуду. Следовательно, меланжевый горизонт необходимо считать специфическим шарьяжем, для которого предлагается наименование диапирового (структуры такого рода не включались в разработанные прежде классификации тектонических покровов)<sup>2</sup>. Индивидуальная особенность диапировых шарьяжей состоит в том, что размер перекрытия ими подложки в первую очередь определяется объемом выжатой массы и ее текучестью и может значительно превышать величину сжатия корневой зоны, могущего вообще отсутствовать (при адвективном происхождении диапиризма).

С самого начала изучения диапировых структур Апшероно-Кобыстанской области обсуждались две возможные геодинамические обстановки их генезиса: дисгармоничное складкообразование в результате бокового сжатия и инверсия плотности. В последние годы появляются все больше данных, свидетельствующих в пользу первой точки зрения: обнаружен ряд региональных надвигов и сдвигов, доказан шарьяжный стиль структуры Кобыстана [8, 11, 12, 15]. Все это свидетельствует о ведущей роли горизонтальных напряжений и при формировании рассмотренного выше диапирового покрова<sup>3</sup>.

Природа и масштаб горизонтального сжатия региона понимаются неодинаково [8, 12, 15, 18]. Б. В. Григорьянц, убедительно обосновавший инверсионный характер соотношений мезозойского и палеоген-миоценового комплексов, объясняет это явление внутренней динамикой глинистых толщ [8]. По нашему мнению, глубокое погружение кровли мезозоя в положительных тектонических элементах типа Алятской гряды, а также многие другие характерные особенности структуры региона (южная вергентность, омоложение складчатости к югу) могут быть проще объяснены с позиций получившего новое обоснование [5, 6, 18] классического представления В. П. Ренгартена о подвиге Закавказской плиты под Большой Кавказ.

Обнаруженный диапировый покров, именуемый нами Ташмарданским, прослежен на небольшом участке Алятской гряды протяженностью всего 20—25 км. По данным рекогносцировочных наблюдений, сходные образования присутствуют и значительно восточнее. По-видимому, тот же генезис имеет и часть «тектонических оползней», выделявшихся прежними исследователями в других местах. Есть основания предполагать также и более широкий временной диапазон шарьирования диапировых покровов. Интересный объект исследования в этом направлении представляют более древние пластовые брекчии, обычно считающиеся грязевулканическими. Мощный (300 м) прослой такой брекчии, расположенный в самих верхах продуктивной толщи, вскрыт разведочной скв. 20 сразу к югу от Адживелинского надвига (см. рис. 1, В). Фронтальная часть этого предполагаемого покрова мощностью всего 7—8 м

<sup>2</sup> В. В. Белоусов связывает с глубинным диапиризмом шарьяжи пеннинского типа, но никакого общего термина для обозначения покровно-диапировых структур (независимо от глубинности их корней) он не предлагает. Понятие же «пеннинские шарьяжи» является чисто морфологическим и применяется только по отношению к надвигам кристаллиникума на геосинклиальный комплекс.

<sup>3</sup> Это, разумеется, не исключает возможности изостатического перераспределения насыщенной флюидами палеоген-миоценовой толщи, но только в качестве второстепенного фактора деформации.



обнажена на крыльях Западно-Ташмарданской антиклинали. Она залегает с заметным (15—20°) угловым несогласием на породах продуктивной толщи непосредственно под базальными конгломератами акчагыла и представлена сильно тектонизированными шоколадными глинами с ярозитом. В составе брекчий резко преобладают обломки пород диатомовой свиты [2]; вероятно, выдавливание этих наиболее верхних в палеоген-миоценовом разрезе образований отвечало моменту первоначального вскрытия Адживелинского надвига<sup>4</sup>. Как видно, и здесь мощность покрова возрастает в сторону последнего.

### МОДЕЛЬ ГЕНЕЗИСА ГЛИНЯНЫХ ДИАПИРОВ И ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ

Результаты исследования плиоценовых брекчий Алятской гряды дают новый материал для установления возрастных соотношений грязевого вулканизма и глиняного диапиризма.

С одной стороны, отчетливо видны проявляющиеся в разном масштабе одновременность транспортировки на поверхность диапировых и грязевулканических покровов, отсутствие каких бы то ни было фациальных переходов. Это обусловлено различиями механизма их внедрения: выдавливание первых происходило вдоль линейных зон разломов под воздействием горизонтального сжатия с вертикально направленной осью максимального растяжения (наименьшего сжатия), тогда как вторые представляют собой структуры центрального типа, для возникновения которых необходимо хотя бы локально проявляющееся горизонтальное растяжение с вертикально направленной осью сжатия (наименьшего растяжения). Если диапировые протрузии обычно приурочены к кульминациям складок и надвигов, то грязевые вулканы, как это подчеркивается многими авторами [10, 12, 22], тяготеют к периклиналям складок, седловинам и сдвигам, разделяющим соседние структуры, вообще к местам, где амплитуда связанного с горизонтальным сжатием воздымания наименьшая. Зато не отмечается и сколько-нибудь заметной связи грязевых вулканов со структурами горизонтального растяжения, например нормальными сбросами в сводах растущих складок.

С другой стороны, горизонты тектонического меланжа и грязевулканических образований группируются в единые толщи, разделенные интервалами разреза, не содержащими пластовых брекчий. Периоды наиболее активного диапиризма и грязевого вулканизма приходятся на поздний апшерон — квартал (с небольшим перерывом в конце апшерона — начале баку) и конец века продуктивной толщи — ранний акчагыл. Оба эти отрезка времени совпадают с главными для Кобыстана и Алятской гряды эпохами деформаций. По литературным данным [3, 7, 9, 16, 17, 21, 23], концентрация сопочных брекчий на этих же стратиграфических уровнях отмечается и в других местах региона: на Апшеронском полуострове, Бакинском архипелаге, Харамино-Сальянской антиклинальной зоне. Мощные (до 200 м) пачки сопочных брекчий указываются [3, 9, 17, 22, 23] в балаханской свите продуктивной толщи, мэотисе, верхнем сармате, чокраке и даже верхнем майкопе; почти все эти интервалы отвечают региональным тектоническим фазам, но фрагментарное распространение и недостаточная изученность брекчий затрудняют их историко-тектоническую интерпретацию.

Мнение о приуроченности грязевулканических эпизодов к фазам и эпохам деформаций уже высказывалось в литературе [17, 23]<sup>5</sup>. Материалы наших исследований полностью его подтверждают; кроме того, они позволяют наметить следующую последовательность событий внутри

<sup>4</sup> Как было показано, позднеапшеронские брекчии состоят из обломков майкопа, а около линии Адживелинского разрыва увеличивается количество палеоценовых глыб. Таким образом, намечается последовательность подъема к поверхности все более древних пород.

<sup>5</sup> Некоторые авторы [10], основываясь на совместном нахождении в разрезе плиоцена сопочных брекчий и вулканических пеплов, доказывают синхронность грязевого вулканизма Кобыстана и магматического вулканизма Малого Кавказа.

фазы деформаций: складкообразование и поднятие, сопровождающиеся некоторой денудацией → грязевой вулканизм, шарьирование диапировых покровов → грязевой вулканизм.

В свете изложенного разновременность выдавливания на поверхность сопочных и тектонических брекчий скорее всего связана не с двумя принципиально разными геодинамическими обстановками их внедрения (например, фазами сжатия и растяжения, чередующимися во времени), а с одной, но проявляющейся в разной обстановке горизонтального сжатия. Главная же, на наш взгляд, причина сложного внешнего выражения процесса — неоднородный характер деформации:

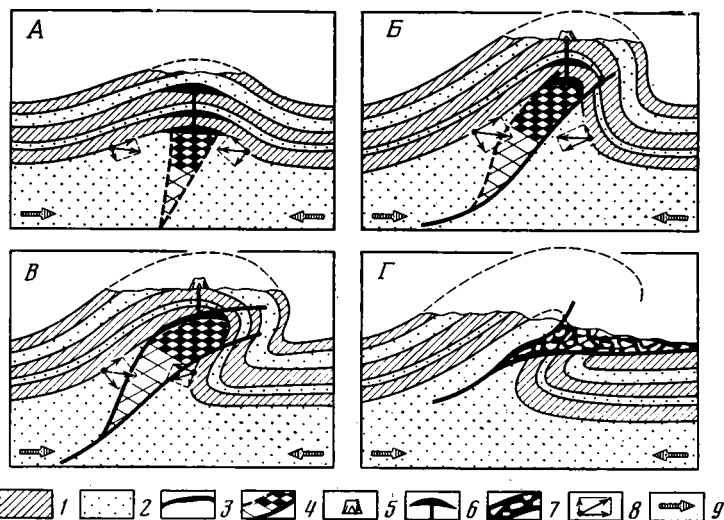


Рис. 2. Принципиальная схема образования глиняных диапиров и грязевых вулканов 1 — слои с высокой вязкостью, 2 — слои с низкой вязкостью, 3 — разрывы, 4 — зона насыщенных флюидами и пластифицированных пород в ядре антиклинали, шахматная заливка — в местах наиболее высокой концентрации флюидов), 5 — грязевые вулканы, 6 — линзы флюидов и подводящие каналы в своде антиклинали, 7 — тектонический меланж, 8 — параллелограммы сил, действующих на маловязкий слой со стороны крыльев антиклинали, сложенных высоковязким слоем, 9 — направление внешних складкообразующих усилий

в результате сплющивания толщи, насыщенной флюидами, быстрее отжимаются вода, нефть и особенно газы и лишь с некоторым запаздыванием развивается пластическая деформация твердого материала. На этой основе и построена рассматриваемая ниже модель генезиса глиняных диапиров и грязевых вулканов (рис. 2). Идея о формировании грязевых вулканов в условиях горизонтального сжатия высказывается авторами работы [5], использующими совершенно другой материал и методический подход к рассматриваемой проблеме.

На начальном этапе смятия (см. рис. 2, А) механизм складкообразования определяется продольным изгибом находящегося вверху стратифицированного вязкого комплекса (ВК) и нагнетанием в ядра антиклиналей неслоистого, насыщенного флюидами пластичного комплекса (ПК), залегающего стратиграфически ниже. Последний выжимается из нижней части ядер антиклиналей и из соседних впадин. Крыло складки, сложенное ВК, следует рассматривать как штамп, деформирующий маловязкие породы ядра. Приложенная извне горизонтально направленная сила раскладывается на границе слоев на две составляющие, одна из которых, направленная вдоль границы, вызывает проскальзывание слоев, а другая, ориентированная поперек, сжимает ПК и вызывает его удлинение по вертикали. В самом начале деформации, когда возникают пологие открытые складки, величина проскальзывания слоев на крыльях и их подъем в замке еще полностью компенсируют нагнетание

ПК. Последний засасывается в зияние при замке антиклинали, ничуть не деформируя вышележащие породы. Флюидное давление в сводах еще не превышает литостатического, и поэтому пока отсутствуют предпосылки для возникновения грязевых вулканов<sup>6</sup>. Однако по мере увеличения крутизны крыльев и превращения складки в закрытую касательные напряжения на границе слоев будут уступать место нормальным (см. рис. 2, Б, В), что увеличит недостаток пространства в ядре: ПК начнет подпирать вышележащий слой и растягивать его. Это, на наш взгляд, и есть главная причина глиняного диапиризма и грязевого вулканизма, возникающих в условиях горизонтального сжатия.

Поскольку деформируемый материал неоднороден и состоит из твердой, жидкой и газообразной фаз, быстрее отжимаются флюиды. По мере их нагнетания в замок постепенно увеличивается пластовое давление, необходимое условие этого — наличие сохранившегося от денудации и достаточно тяжелого ВК, который предотвращает свободное истечение флюидов на поверхность. Литостатическая нагрузка, однако, должна быть не настолько высокой, чтобы газ вообще не мог вырваться на поверхность. Видимо, взаимодействием этих противоречивых условий объясняется максимальная приуроченность грязевого вулканизма к Алятской гряде и Южному Кобыстану. Здесь оптимально соотношение между величиной создающего высокое пластовое давление горизонтального сжатия и мощностью плиоцена, перекрывающего пластичный комплекс. В более северных же районах Кобыстана, где мощность плиоцена невелика, грязевой вулканизм гораздо слабее, а глиняный диапиризм проявляется в более простых формах, без массового брекчирования пород.

Из-за того что нижняя часть ВК в своде складки находится в обстановке горизонтального сжатия, струи флюидов могут прорываться вверх лишь по трубкам взрыва, растяжение в центре которых компенсируется сжатием на их периферии. Как установлено автором совместно с Н. Н. Курдиным в результате изучения некоторых грязевых вулканов, по краям жерловин отмечаются многочисленные концентрические валики сжатия, осложненные диагональными сдвигами (эти концентрические формы рельефа не следует путать с неоднократно описанными в литературе кратерными валами, окаймляющими кальдеры). Наличие межпластовых зияний в своде концентрической складки позволяет предполагать импульсный характер внедрения флюидов: вначале они последовательно насыщают зияния и лишь затем уже достигают земной поверхности. Возможно, именно так и образуются при горизонтальном сжатии антиклинальные залежи углеводородов, по своей структурной приуроченности аналогичные широко известным седловидным жилам.

Так как флюиды мигрируют в целом вверх, в этом же направлении растет и обусловленная размоканием пластификации глин. Брежированность пород в итоге будет увеличиваться вверх, тогда как внизу размеры блоков будут значительно большими. Этот же фактор обуславливает и постепенное расширение клина тектонических брекчий вверх, что, как показывают многочисленные буровые данные, имеет место и на самом деле.

Коренное изменение условий деформации произойдет, когда хотя бы одно из крыльев антиклинали развернется перпендикулярно к тензору сжимающего напряжения. В этом случае межслоевое проскальзывание на крыле полностью прекратится, а при увеличивающемся его запрокидывании возобновится вновь, но с обратным знаком (см. рис. 2, Б, В). Продольное расплющивание ПК полностью уже определяет механизм дальнейшего роста складки. Выдавливание глин вверх способствует образованию надвига, развивающегося около крутого крыла вдоль прилегающей к нему границы штока раздробленных пород ПК. Обильная

---

<sup>6</sup> Корни грязевых вулканов, приуроченных к сводам некоторых пологих антиклиналей в акватории Южного Каспия, наверное расположены в нижних, более сильно деформированных структурных этажах кайнозоя.

обводненность последних уменьшает трение стенок надвига и обеспечивает катастрофически быстрое выжимание пластифицированного материала на поверхность и в некоторых случаях выплескивание его в виде диапировых шарьяжей (рис. 2, Г). Вначале выдавливается мелкообломочная, сильно текучая брекчия из верхней части штока, а затем наступает очередь крупных блоков из его корневой области. Течение выжатых глин осложнено взаимным скольжением крыльев надвига и поэтому приобретает турбулентный характер. В результате разноразмерные обломки близких по вязкости пород различного возраста перемешиваются в единую массу и создают тектонический меланж.

Выдавливание скользкой пробки резко увеличивает трение на стенках надвига и, таким образом, приводит к его samozапечатыванию. Способствует этому возросшая из-за надвигового перекрытия литостатическая нагрузка. Продолжающееся горизонтальное сжатие может реализовываться опять только в медленной пластической деформации и возникающем вследствие нее грязевом вулканизме. При этом из-за резко увеличившейся литостатической нагрузки вертикальное продольное расплющивание ПК сменяется горизонтальным, приводящим к транспортировке флюидов вдоль оси складки в геодинамические убежища. Результат этого — смещение центров извержения к периклиналям структур. Возможно, растянутость во времени четвертичной фазы грязевого вулканизма обусловлена значительной величиной возросшей из-за орогенеза литостатической нагрузки. Подвижки по надвигу могут возобновиться лишь после накопления достаточно мощных сжимающих напряжений, превышающих вес вышележащих пород, и некоторой денудации козырька. Таким образом, процесс носит импульсный характер, с резким ускорением в момент вскрытия надвига.

Можно сделать следующие выводы по поводу поставленной проблемы.

Дезинтеграция пород, находящаяся в основе возникновения как тектонических, так и сопочных брекчий, обязана одному главному фактору — раздавливанию насыщенных флюидами и сильно пластифицированных глин, вызванному направленным извне горизонтальным сжатием. Перемешиваются обломки пород разного возраста и размера в процессе скольжения крыльев надвига. Эта же геодинамическая обстановка является и причиной подъема брекчиевых масс на поверхность, хотя механизм внедрения тектонических и сопочных брекчий, как известно, совершенно неодинаков. В первом случае горизонтальное тектоническое сжатие — непосредственный фактор внедрения, а во втором — оно проявляется опосредованно как причина роста пластового давления находящихся под литостатической нагрузкой газов.

Рассматривая под углом зрения флюидного баланса орогенное развитие всего Восточного Кавказа, следует полагать, что оно характеризовалось утечкой флюидов из осадочного слоя в атмосферу и гидросферу и их латеральным перераспределением. Наиболее долго подвергавшаяся сжатию осевая часть мегантиклинория представляет собой область тектонической дегидратации, способствовавшей образованию кливажа и сланцеватости [13]. На южном склоне складчатого сооружения свободное высачивание воды вдоль зон разломов и увлажнение их крыльев облегчали скольжение надвиговых пакетов. Межгорные же впадины Южного Каспия и Закавказья — это геодинамические ловушки флюидов, поступающих сюда из осевой части Кавказа. Их миграция осуществлялась в двух направлениях: поперек мегантиклинория — по поверхностям глубинных надвигов (поддвигов) и вдоль (в сторону Южного Каспия) — по региональным сдвигам и сопряженным с ними субгоризонтальным поверхностям срыва [12]. В обоих случаях флюиды перемещались из мест большего горизонтального сжатия в менее сжатые области. Наличие мощной молассовой покрывки, препятствующей быстрой потере флюидов, благоприятствовало пластификации и разбуханию глин, а также созданию аномально-высоких флюидных давлений. Неравномерное распределение флюидов в верхнем слое коры обуславливает неоднородности

гравитационного поля, создавая положительные его аномалии в местах тектонического обезвоживания<sup>7</sup> и отрицательные — в областях нагнетания флюидов.

#### Литература

1. *Авдусин П. П.* Грязевые вулканы Крымско-Кавказской геологической провинции (петрографические исследования). М.: Изд-во АН СССР, 1949. 192 с.
2. *Али-Заде А. А., Ахмедов Г. А., Надиров Г. А., Алиев Аж., Широных Ф. А.* Геология и нефтегазоносность Алятской гряды. Баку: Азерб. гос. изд-во, 1967. 130 с.
3. *Аллавердиев Р. А.* О грязевулканических проявлениях на площади Шейтануд (Центральный Кобыстан).— Докл. АН АзССР, 1969, т. 25, № 7, с. 40—43.
4. *Булейшвили Д. А., Эбралидзе Т. П., Окроедидзе Д. П.* Роль неотектонических движений в формировании залежей нефти и газа в пределах Прииорского поднятия Гаре-Кახетии.— Геология нефти и газа, 1981, № 12, с. 31—34.
5. *Галушкин Ю. И., Ушаков С. А.* Деформация осадков на конвергентных границах плит (в связи с проблемой складчатости на дне Черного и Каспийского морей).— В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 86—94.
6. *Гамкрелидзе И. П.* Мобилизм и проблемы тектоники Кавказа.— В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 4—8.
7. *Горин В. А.* Грязевой вулканизм и осадконакопление.— Докл. АН АзССР, 1950, т. 6, № 4, с. 144—148.
8. *Григорьянц Б. В.* Структурные соотношения мезозойских и кайнозойских отложений и возможные условия проявления инверсии на Юго-Восточном Кавказе.— Геотектоника, 1982, № 4, с. 42—53.
9. Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью. Баку: Элм, 1980. 165 с.
10. *Губкин И. М., Федоров С. Ф.* Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с генезисом нефтяных месторождений Крымско-Кавказской геологической провинции. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 43 с.
11. *Исаев Б. М., Гаджиев Т. Г., Али-Заде С. А., Кенгерли Т. Н.* Тектонические покровы и олистостромовые комплексы Юго-Восточного Кавказа.— Геотектоника, 1981, № 1, с. 70—84.
12. *Копп М. Л.* Некоторые вопросы позднеальпийской геодинамики Юго-Восточного Кавказа, Талыша и Нижнекуринской впадины.— В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 99—104.
13. *Лебедева Н. Б.* Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кливажа.— Геотектоника, 1976, № 2, с. 31—43.
14. *Мирчинк М. Ф.* Тектонические проблемы юго-восточного Кавказа. Баку: Азнефтеиздат, 1935. 103 с.
15. *Мирчинк М. Ф., Шурыгин А. М.* Формирование структуры третичных и меловых отложений юго-восточного погружения Кавказа. М.: Недра, 1972. 160 с.
16. *Путкарадзе А. Л., Халилбейли Ч. А.* Грязевые вулканы в геологическом прошлом Юго-Восточного Кавказа.— Уч. записки АГУ им. С. М. Кирова. Геол. и геогр. науки, 1964, № 1, с. 17—32.
17. *Разживина Л. А.* Время образования грязевых вулканов Юго-Восточного Кавказа.— Изв. вузов. Нефть и газ, 1964, № 11, с. 17—19.
18. *Хаин В. Е.* Сопоставление фиксистских и мобилистских моделей тектонического развития Большого Кавказа.— Геотектоника, 1982, № 4, с. 3—13.
19. *Хаин В. Е., Жабров И. П., Шапиро А. Р., Шарданов А. Н.* Типы тектонических и грязевулканических брекчий Кобыстана.— Азерб. нефт. хоз-во, 1953, № 6, с. 5—7.
20. *Шатский Н. С., Жуков М. М., Милановский Е. М., Руженцев В. Е.* Дислокационные брекчии и грязевые вулканы в Азербайджане.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1929, т. VII, вып. 1, с. 97—158.
21. *Широных Ф. А., Бабаев Р. Я.* О влиянии грязевого вулканизма на литофацию средне- и верхнеплиоценовых отложений в пределах Каламадынской площади. Азерб. нефт. хоз-во, 1968, № 11, с. 3—5.
22. *Якубов А. А., Горин В. А., Бунитзаде З. А.* Грязевой вулканизм.— В кн.: Геология СССР. Т. 47. Азербайджанская ССР. М.: Недра, 1972, с. 390—403.
23. *Якубов А. А., Зейналов М. М.* Новые данные о грязевых вулканах Кобыстана.— Изв. вузов. Нефть и газ, 1958, № 11, с. 3—7.

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова

Поступила в редакцию  
14.IV.1983

<sup>7</sup> Независимо от этого положительные аномалии возникают и в местах неглубокого залегания жестких комплексов, на орогенном этапе выполнявших роль штампов (например, вулканогенный мезозой).

## **ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ КОНТИНЕНТОВ В НЕОГЕЕ**

(РАСШИРЕННЫЙ ПЛЕНУМ МЕЖДУВЕДОМСТВЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО  
КОМИТЕТА)

С 28 по 30 января 1985 г. в Москве состоялся расширенный пленум Междуведомственного тектонического комитета при ОГГиГ АН СССР, на котором обсуждались закономерности формирования структуры континентов в неогее. Тема вызвала широкий интерес у геологической общественности нашей страны. В работе пленума приняло участие свыше 600 геологов из разных учреждений Академии наук СССР, академий наук союзных республик и министерств. Было заслушано 24 доклада и 36 человек выступили в прениях. Ниже публикуются тезисы представленных докладов.

Председатель Междуведомственного  
тектонического комитета  
академик *Ю. М. Пушаровский*

Ученый секретарь *В. А. Швольман*

**ПЕЙВЕ А. В., КНИППЕР А. Л., МАРКОВ М. С.,  
МОССАКОВСКИЙ А. А., ПЕРФИЛЬЕВ А. С., ПУШАРОВСКИЙ Ю. М.,  
РУЖЕНЦЕВ С. В.**

### **ФОРМИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ КОНТИНЕНТОВ**

Анализ строения большинства внутриконтинентальных и окраинно-континентальных складчатых областей приводит к выводу о преимущественно аллохтонном механизме формирования их материковой коры. При этом механизме кора континентального типа возникает в результате горизонтального совмещения структурно-формационных зон разного возраста и разной тектонической природы.

Покровное строение складчатых сооружений, давно известное на примере Альп, ныне подтверждено во всех складчатых сооружениях, в том числе и тех, строение и история развития которых длительное время рассматривались исключительно с фиксированных позиций (Урал, Алтай, Саяны, Восток СССР и др.). Каждая из таких складчатых зон представляет собой нагромождение покровов, устанавливаемых при геологическом картировании. Крупные горизонтальные перемещения выявлены не только в поверхностной структуре. Они охватывают и более глубокие уровни и приурочены как к границе осадочный чехол — гранитно-метаморфическое основание (Аппалачи), так и к более глубоким верхнемантийным горизонтам (зона Ивреа Альп).

По механизму формирования могут быть выделены два типа аллохтонной коры: коллизионный и аккреционный.

Коллизионный тип возникает при закрытии океанических бассейнов во время сближения и столкновения континентов или при причленении крупных микроконтинентов к континентальным окраинам. В строении покровов (снизу вверх) обычно участвуют крупные фрагменты сталкивающихся континентальных масс, осадочные чехлы краевых частей платформ и микроконтинентов, отслоенные от их основания, формации пассивных и (или) активных окраин и породы океанической коры (офиолиты). К этому типу относится подавляющее число линейных складчатых

тых сооружений, ныне располагающихся в пределах континентов (Урал, Альпийская складчатая область и др.), или некогда располагавшихся внутри них (Аппалачи, каледониды Норвегии и др.).

Аккреционный тип возникает при причленении окраинных частей океанических бассейнов к континентальному обрамлению. В строении покровов, как правило, принимают участие островодужные и окраинно-морские серии пород и их океаническое основание (офиолиты). Наблюдается закономерное латеральное омоложение формаций, участвующих в строении покровов от самых древних (внешние зоны) к самым молодым (внутренние зоны). При этом механизме часто возникает лишь гранитно-метаморфический слой, а формирование континентальной коры происходит позднее. К этому типу относятся складчатые сооружения, обрамляющие Тихий океан, и некоторые другие — по периферии современных океанических бассейнов (например, Макран).

Аллохтонный механизм формирования коры тесно связан с крупными горизонтальными перемещениями плит, которые в настоящее время достаточно уверенно восстанавливаются при помощи палеобиологического, палеофлористического, палеокинематического, палеомагнитного и других методов, а также современными геодезическими измерениями, которые в совокупности указывают на огромные (первые тысячи километров) перемещения материковых масс. Так, например, распределение ископаемых растений в мезозое (по данным В. А. Вахромеева) неоспоримо свидетельствует о том, что в это время материки занимали иное положение на Земле, чем это имеет место ныне. Южная Америка и Африка в раннем мелу представляли собой единую область, а Индия в течение всего мезозоя находилась в южном полушарии. Гренландия также располагалась значительно южнее, чем в настоящее время. Аналогичные свидетельства можно было бы привести и в отношении распределения позднепалеозойских флор.

Из сказанного вытекает ведущая роль горизонтальных перемещений при формировании важнейших горно-складчатых сооружений континентов. Новейшие данные по тектонике океанов свидетельствуют о том, что эта закономерность глобальна.

**БЕЛОУСОВ В. В.**

## **ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ КОНТИНЕНТОВ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗВИТИЯ**

Современная «тектоника плит» отрицает закономерности в развитии земной коры, утверждая, что «тектонические структуры являются результатом взаимодействия разных тектонических реакций, последовательность которых может быть неправильной» (П. Кони). Действительно, невозможно увидеть общие геологические закономерности сквозь произвольные, в каждом конкретном случае свои особые «реконструкции» расчленения и движения плит. Препятствует этому и «сиюминутный» подход к процессам в земных недрах, не дающий возможности раскрыть закономерности, имеющие исторический характер.

На самом деле как временные, так и пространственные закономерности развития земной коры континентов существуют, вполне очевидны и в основном уже давно раскрыты классической геологией. Примерами временных закономерностей являются стадийность развития геосинклиналей и близкая синхронность основных их стадий на обширных площадях (с разделением для мезозоя и кайнозоя на атлантическую и тихоокеанскую схемы развития). Пример пространственной закономерности — преобладание некоторых определенных простирааний тектонических зон. В увеличении площади платформ за счет геосинклиналей в течение геологического времени проявляются совместно временная и пространственная закономерности. Все подобные закономерности имеют

большое значение не только теоретическое, но и практическое: они составляют основу металлогенических прогнозов.

Закономерности развития земной коры проявляются на разных уровнях. Закономерности высоких уровней наиболее устойчивы. Устойчивость уменьшается при переходе к явлениям более частным. Закономерности высоких уровней относятся не к единичным явлениям, а охватывают всю совокупность эндогенных процессов, что заставляет говорить об эндогенных режимах и их развитии. Устойчивость закономерностей крупного масштаба свидетельствует о том, что в основе эндогенного процесса лежит относительно простой процесс, который на более низких уровнях в связи с локальными неоднородностями среды приводит к различным результатам. Наблюдаемая степень синхронности главных стадий этого процесса не может быть согласована с многопричинностью явлений, когда одни из них связываются, например, с растяжением литосферы, другие — с ее сжатием. Необходимо искать сквозную причину, связанную с однонаправленным глубинным процессом.

Автор видит такую причину в неравномерном во времени и пространстве адвективном потоке тепла из глубоких геосфер в верхнюю мантию и кору. Разной степенью нагрева верхней мантии и коры можно объяснить разную степень возбужденности эндогенного режима. А последовательным нагревом верхней мантии и коры, с дальнейшим их остыванием и новым нагревом, адвективная гипотеза, не прибегая к представлению об общем растяжении и сжатии литосферы, объясняет стадийность развития геосинклинали и вообще смену эндогенных режимов. Особенно следует подчеркнуть, что складкообразование рассматривается при этом как элемент развития, закономерно проявляющийся в обстановке однонаправленного глубинного процесса.

Необходимо вернуться к изучению закономерностей развития коры континентов. Этого требуют насущные задачи, стоящие перед советской геологией. Если временные закономерности хотя бы в грубом виде разгаданы, то закономерности пространственные вовсе не поняты, и даже такие крупные, как, например, антиподальность суши и моря или прямая зависимость средней высоты континента от его площади. Для того чтобы исследовать эти и другие закономерности развития континентов, необходимо преодолеть тот психологический барьер, который на этом пути воздвигла тектоника плит и отрицанием каких бы то ни было закономерностей, и легкомысленным утверждением, что ей все ясно.

Х А И Н В. Е.

## СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ЕЕ СТАНОВЛЕНИЯ

1. В отличие от других планет земной группы Земля прошла наиболее сложный и напряженный путь геологического развития, обусловивший наиболее гетерогенную структуру ее внешних оболочек. Первый этап ее развития — «догеологический» — по аналогии с Луной, где открыты морские базальты с возрастом  $>4,2$  млрд. лет, вероятно, знаменовался созданием первичной симатической коры в крупных ударно-кратерных структурах, реликты которых могли сохраниться лишь в глубоко преобразованном виде. В противоположность этому породы второго этапа — катархейского (4,2—3,5 млрд. лет), представленные «серыми гнейсами», известны на всех континентах и имеют как глубинное, так и супракрустальное происхождение, свидетельствуя о разнообразии процессов, их создавших. К началу архея на значительных площадях уже была создана протоконтинентальная кора.

2. В течение третьего, архейского этапа эта кора стала подвергаться частичной деструкции в форме «пластичного рифтогенеза» с образованием зеленокаменных поясов частично на утоненной и переработанной протоконтинентальной коре (бимодальный вулканизм), частично с но-



вообразованием океанской коры (толеитовый и известково-щелочной вулканизм). В эмбриональной форме стала проявляться тектоника плит, и к концу этапа произошло общее сгущивание и образование зрелой континентальной коры на большей части площади современных континентов. Во многих районах такая кора возникла уже к началу позднего архея (3,0 млрд. лет). В ней стала зарождаться планетарная регматическая сеть, о чем свидетельствует появление роев основных даек.

3. Раннепротерозойский этап (2,6—1,7 млрд. лет) начался с еще более широкой проявленной деструкции, приведшей к разделению континентальной коры на протоплатформенные глыбы и протогоеосинклинали. Наряду с ними в некоторых районах возникает наиболее поздняя генерация зеленокаменных поясов, а также формируются, появившиеся еще в позднем архее, гранулитовые пояса — зоны столкновения протоплатформенных микроплит. Большая часть протогоеосинклиналей подстилась корой «переходного» типа, но в некоторых известны уже офиолиты, свидетельствуя о новообразовании океанской коры. Намечается обособление пассивных континентальных окраин (миогоеосинклиналей) и относительно глубоководных бассейнов (мезо- и эвгеосинклиналей). Проявляется более развитая форма тектоники плит. Этап заканчивается становлением суперконтинента Пангея I (в конце архея могла существовать более эфемерная Пангея 0), которой уже противостоит Панталасса — предтеча современного Тихого океана. Механизм ее образования пока не ясен. Кратонизация Пангеи в конце раннего протерозоя и начале позднего (1,9—1,6 млрд. лет) сопровождалась специфическим мантийно-коровым магматизмом и К-метасоматозом.

4. Позднепротерозойский этап (1,6—0,6 млрд. лет) характеризовался нарастающей деструкцией Пангеи I и заложением геосинклинальных поясов — палеоокеанов атлантического типа (Япетус, Реикум, Палеотетис, Урало-Охотский) с массовым появлением офиолитов. С этого времени тектоника плит действует уже в своей современной форме. «Расцвет» палеоокеанов приходится на начало следующего, *палеозойско-триасового этапа* (0,6—0,23 млрд. лет). Вместе с тем в «южной» половине Пангеи I события развивались по несколько иному пути: возникшие здесь в рифее интракратонные геосинклинали, большей частью эвсиалические, замкнулись в конце рифея с образованием суперконтинента Гондваны. Аналогичный процесс, но с замыканием палеоокеанов, имел место на «севере» лишь в конце палеозоя, когда возникла Лавразия, вскоре сомкнувшаяся с Гондваной в Пангею II.

5. Распад Пангеи II и становление современных океанов (для Тихого лишь обновление) — основной мотив последнего, *мезозойско-кайнозойского этапа* эволюции земной коры, в котором в качестве подэтапа выделяется олигоцен-четвертичный, неотектонический этап. Распаду Пангеи II предшествует широко проявленный, уже начиная с перми или триаса, континентальный рифтогенез.

6. Итак, в развитии коры и тектоносферы в целом сочетается направленность и цикличность нескольких порядков. Направленность выражается в росте коры, сначала быстром, затем более медленном, за счет верхней мантии, в истощении верхней (и частично нижней) мантии, в нарастании сложности структуры континентальной коры и гетерогенности мантии, в увеличении мощности литосферы за счет астеносферы, в смене господствующих типов дислокаций (крупные ударно-кольцевые структуры → гранитогнейсовые купола → гранулитовые пояса → покровно-складчатые сооружения) и мелких. Наиболее крупная цикличность проявляется в образовании и распаде суперконтинентов, следующего порядка — в смене циклов типа каледонского, герцинского, еще более мелкая — в проявлении эпох тектоно-магматической активности. Цикличность может иметь чисто эндогенную или скорее эндогенно-космогенную природу.

## ГЕОБЛОКОВАЯ ДЕЛИМОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ЕЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ МИНЕРАГЕНИИ

1. Оптимальным для возможного решения происхождения геоблокочной делимости служит сопряжение процесса гетерогенной аккреции и последующей ее эволюции, а также интенсивная бомбардировка метеоритами нашей планеты. Следствием последней могла быть крупноблоковая дезинтеграция еще неокрепшей протокры и создание сложной сети метасутур.

2. При анализе глобальных геолого-структурных особенностей все отчетливее вырисовываются как индивидуальные особенности геоблоков и межгеоблокочных сочленений, так и их сочетания, составляющие современный ячеистый (мозаичный) узор Земли.

3. Выявляются следующие тенденции скопления полезных ископаемых: а) сформированные в протоплатформенный этап коры, состоявшей преимущественно из продуктов основной магмы, но которая имела в своем составе и очаги сиалической коры («серые гнейсы»); в Гренландском геоблоке обнаружены древнейшие (3,8 млрд. лет) железистые кварциты и анортозиты (3,0 млрд. лет) с магматическими хромитовыми рудами; б) позднее (3,2—2,8 млрд. лет) появились первые протоплатформенные депрессии (впадина Витватерсранд в Южно-Африканском геоблоке) с богатейшими металлогенными конгломератами; с этим этапом связаны мантийные интрузии ультрабазит-базитового состава с хромом, платиноидами и титаном; в) возникшие в эпоху растяжения и глубинного прогрева ранних архенд зеленокаменные (супра-кристалльные) пояса (максимум развития 3,0—2,6 млрд. лет), содержащие крупные месторождения железистых кварцитов, колчеданных, медно-никелевых (в ассоциации с коматиитами); г) в протогоеосинклинальный этап наряду с развитием мобильных поясов начали обособляться древнейшие платформенные структуры. Эволюция атмосферы и гидросферы привела к развитию кор выветривания. К этому времени относится крупнейшее скопление железистых кварцитов в геоблоках Сьюперриор, Восточно-Бразильском, Днепровском и др. Появились черносланцевые, песчаниковые и карбонатные породы с рассеянными в них золотом, серебром, ураном, медью и другими металлами. В этом этапе (и до позднего протерозоя включительно) важную роль играли межгеоблокочные системы (перикратонные, интеркратонные и палеоавлакогенные) с выдающимися по размерам месторождениями цветных металлов.

4. Переломным этапом, повлиявшим на становление континентальных геоблоков и их дальнейшее фанерозойское развитие, был байкальский, для которого характерны некоторые титаномагнетитовые, стратиформные, колчеданные и свинцово-цинковые месторождения; дальнейшая внутривлоковая и межгеоблокочная кульминация геологических событий приходится на средний и поздний палеозой. Выявляются две группы месторождений: глубинный базальтоидный тип (хромиты, титаномагнетиты) и коровой — гранитоидный (редкометалльные пегматиты, альбититы, грейзены, скарны и пр.); ведущее значение для металлогении геоблоков Восточной Азии и запада Северной Америки имел мезозойский гранитоидный магматизм, обусловивший формирование месторождений благородных, редких и цветных металлов.

5. Весьма велика роль мезозойского тектогенеза в формировании седиментогенных геоблоков в пределах континентов (Западно-Сибирский, Туранский, Мексиканско-Флоридский) с весьма значительными топливно-энергетическими ресурсами; в мезозое были заложены важнейшие элементы перестройки транзиталей, продолжавшиеся в кайнозое. Велико значение гипербазитовых поясов с хромом, никелем, кобальтом и платиноидами. Известны также огромные перспективы кайнозойской нефтегазоносности шельфовых областей транзиталей. Все большее значение в транзиталах приобретают кайнозойские медно-порфировые мес-

торожения; океанская четвертичная металлогения приурочена к крупным скоплениям металлоносных конкреций, сосредоточенных на больших площадях.

6. Устанавливается как минерагеническая специфичность геоблоков, так и межгеоблокковых подвижных зон, включающих и клинораздвиговые системы, и входящие углы, где создаются весьма благоприятные условия для нефтегазонакопления (например, Персидский залив между Аравийским и Ирано-Белуджистанским геоблоками).

КАРАУЛОВ В. Б.

## ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЯСА В ПАЛЕОЗОЕ

1. Урало-Монгольский пояс представляет собой совокупность геосинклинальных складчатых структур, разделяющих Восточно-Европейскую, Сибирскую, Китайско-Корейскую и Таримскую древние платформы, и занимающую значительную часть Северной Евразии. Заложение этого пояса связано с начавшимися с рифее процессами растяжения и частичной деструкции существовавшей на его месте архейско-раннепротерозойской континентальной коры, а завершение формирования складчатых структур произошло в конце палеозоя, когда он превратился в фундамент одноименной молодой платформы.

2. Наиболее объективные данные о палеотектоническом районировании Урало-Монгольского пояса и об этапах его развития можно получить при изучении разнопорядковых формационных комплексов и образованных ими латеральных и вертикальных рядов.

3. Для тектонического развития Урало-Монгольского пояса характерна ярко выраженная периодичность (цикличность), заключающаяся в чередовании фаз растяжения земной коры и увеличения площади участков, вовлеченных в прогибание, с фазами преобладающего сжатия, сокращения площади прогибов и формирования складчатых структур. Крупнейший из таких циклов охватывает все время существования Урало-Монгольского пояса от его заложения в начале рифея до замыкания в конце палеозоя и распадается на два цикла второго порядка: рифейско-ордовикский (позднепротерозойско-раннепалеозойский) и силурийско-пермский (среднепозднепалеозойский). Тектоническая периодичность третьего порядка представлена рифейским, вендско-среднекембрийским, позднекембрийско-ордовикским, а также силурийско-раннедевонским, среднедевонско-раннекаменноугольным и среднекаменноугольно-пермским циклами. Существует и еще более мелкая тектоническая периодичность, наиболее подробно изученная для среднего палеозоя.

4. Начальные фазы тектонических циклов (независимо от их масштаба) характеризуются усилением процессов рифтогенеза и деструкции континентальной коры, активизацией базальтоидного магматизма и расширением площади прогибов с земной корой океанического и переходного типов. Для конечных фаз характерно усложнение складчатых структур, активное проявление «корового» гранитоидного магматизма и увеличение площади участков с земной корой континентального типа. Таким образом, соотношение структур, обладавших земной корой океанического и континентального типа, в течение позднего протерозоя и палеозоя периодически изменялось на фоне общей тенденции к постепенному сокращению площади «океанических» структур от максимального их развития в начале палеозоя до практически полного исчезновения в конце палеозоя.

5. В течение фаз преобладающего растяжения земной коры формировались латеральные ряды тектонических структур от «эвгеосинклинальных» прогибов внутренних зон геосинклинальных областей, заполняемых формациями «океанического» типа, до впадин и грабенов в пре-

делах континентальных блоков, заполняемых прибрежно-морскими и наземными молассами.

6. Сопоставление внутренних зон геосинклинальных областей с океаническими структурами возможно лишь в том смысле, что земная кора в пределах тех и других обладала, вероятно, сходным строением или состоянием. В палеогеографическом отношении внутренние зоны геосинклинальных областей с их интенсивно расчлененным подводным и частично надводным рельефом и с резкой фациальной изменчивостью приуроченных к ним формаций очень мало напоминали современные океанические впадины и скорее всего вообще не имеют современных аналогов.

АБДУЛИН А. А., ЗАЙЦЕВ Ю. А.

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ПАЛЕОЗОИД КАЗАХСТАНА

1. В пределах палеозоид Казахстана находится большая часть Казахстанско-Тянь-Шаньской геосинклинальной системы, обладающей овальным квазиконцентрическим зональным строением. С запада она обрамляется Уральской, с востока Иртышско-Зайсанской линейными складчатыми системами. Реконструкция их тектонического развития опирается на последние сводки авторов, тектонические и палеотектонические региональные обобщения, выполненные совместно коллективами геологического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова, Института геологических наук им. К. И. Сатпаева при самом широком участии сотрудников Мингео КазССР, Мингео УзССР, ВСЕГЕИ, Института геологии АН КиргССР и других организаций (комплект тектонических карт палеозоид Казахстана, Атласа палеотектонических карт палеозоид Казахстана и сопредельных территорий).

2. В основу легенды Атласа палеотектонических карт положено обособление тектонических областей, обладавших различными эндогенными тектоническими режимами; показаны области распределения характерных геологических формаций, магматические формации; разного рода элементы, палеоструктуры.

3. Мегаэтап заложения Казахстанско-Тянь-Шаньской геосинклинальной системы начинается в позднем рифее у рубежа в 900—850 млн. лет в ее периферических зонах образованием внешнего пояса прогибов и поднятий, окружавшего центральное ядро, сложенное древней докембрийской континентальной земной корой. Процесс заложения геосинклиналей в кембрии и ордовике дискретно смещался внутрь геосинклинальной области и завершился в лланвирне — лландейле полным разрушением Балхашского центрального ядра, существовавшего на месте обособившейся впоследствии Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. Заложение геосинклиналей предопределялось деструкцией фундамента, раздвигами и сопровождалось образованием разновозрастной в разных частях палеозоид — от венда до лландейло — карадока (?) — офиолитовой формации. В наиболее крупных раздвигих мантийный субстрат в виде серпентинитового меланжа достигал поверхности и подвергался размыву. Для каледонской структуры характерно сочетание дугообразно расположенных унаследованных синклинориев и разделяющих их остаточных срединных массивов. Характерны два типа разрезов нижнего палеозоя: на западе — терригенные и хемогенные кремнисто-известняковые толщи, на востоке — офиолитовые серии, типичные для эвгеосинклинального режима. Для офиолитовых прогибов характерно скачкообразное центростремительное смещение внутрь геосинклинальной области. Такое же смещение происходит и для инверсионного режима — флиш, ранняя моласса и др.

4. Эпикаледонский срединный массив ранней консолидации образовался как единая тектоническая единица после каледонских складчатостей: таконской в конце ордовика и чингизской в середине силура, начинающих мегаэтап прогрессирующей консолидации. Чехол срединного

массива сложен молассовыми, карбонатными и карбонат-терригенными отложениями, заключающими каменные угли, железомарганцевые, стратиформные полиметаллические оруденения, каменные соли девонского и пермского возраста. Позднепалеозойские молассы в пределах эпикаледонского массива представляют собой главным образом аллохтонные образования и связаны с орогенезом в соседних системах — Уральской и Джунгаро-Балхашской.

5. Для Джунгаро-Балхашской геосинклинальной области также характерна центростремительная миграция складчатостей — тельбесской (акадской), саурской (судетской), раннепермской. Орогенный этап ее ознаменовался образованием смещавшегося к центру краевого Балхашско-Илийского вулканического пояса. Отмечается резкое расширение вулканического ареала после раннепермской саякской складчатости, приведшей к замыканию Джунгаро-Балхашской геосинклинальной области.

6. Развитие Казахстанско-Тянь-Шаньской геосинклинальной системы от заложения геосинклиналей до их полного замыкания представляет собой единый процесс, захвативший гигантские площади в центре Урало-Монгольского пояса и растянувшийся от середины позднего рифея до перми на 600—650 млн. лет.

7. Казахстанско-Тянь-Шаньскую геосинклинальную систему следует рассматривать как особый тип геосинклиналей овального концентрического зонального строения, обладающий центростремительным смещением этапов и стадий развития, смещением проявлений магматизма и складчатостей. Этот тип геосинклиналей Ю. А. Зайцев предлагает называть ареагеосинклинальными системами.

ПАТАЛАХА Е. И.

## УЧЕНИЕ О ТЕКТОНОФАЦИЯХ — НОВЫЙ ПОДХОД К СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОМУ ИССЛЕДОВАНИЮ СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ ФАНОРОЗОЯ (НА ПРИМЕРЕ КАЗАХСТАНА)

Предлагается для внедрения в практику геологических исследований принципиально новый метод тектонофациального анализа. Метод основан на идее формационного анализа, мобилизующей (в форме структурного парагенезиса) весь материал по морфологической тектонике, ранее почти не имевший выхода в картографию.

Тектонофации суть естественные ряды пород по степени дислоцированности с характерным для них структурным парагенезисом. Раньше представлялось, что степень деформированности складчатых сооружений возможно оценить по одному какому-то признаку (например, «распрямлением» складок). Теперь стало ясным, что ни один из существующих признаков сам по себе проблему не решает. Необходимо совокупное рассмотрение всех признаков на микро-, мезо- и мегауровнях в их совокупности, т. е. сравнительный структурно-парагенетический подход, пополненный экспериментальными и теоретическими данными. Таков смысл тектонофаций.

Обсуждаются результаты тектонофациального анализа ряда складчатых систем Казахстана и отчасти рудных полей путем профилирования в направлении поперечных сечений (в форме гистограмм). Анализ позволяет вскрыть количественно (в 10-балльной шкале тектонофаций) степень деформированности складчатой системы в целом (ее элементов — структурно-формационных зон, антиклинориев, синклинориев), разновозрастных структурных этажей, литологически различных типов пород и пр.

Таким путем на базе сравнительного структурно-парагенетического анализа удастся получить качественно новую тектоническую информа-

цию, фактически ускользавшую ранее из поля зрения геологов — о степени деформированности структур самых различных масштабов, структурных этажей и конкретных пород. Метод тектонофациального анализа не зависит от теоретических представлений о механизме дислокационного процесса, так как в основу его положена идея формационного анализа. Поэтому данные его могут иметь общее значение для понимания проблемы тектоники независимо от убеждений исследователя. По существу это единственный способ на сегодняшний день получить количественное представление о степени деформированности складчатых сооружений и их элементов. Что же дает реально метод тектонофаций для практики геологических исследований?

1. Создана возможность картировать не частные структурные элементы, а структурные парагенезисы в целом (зональность).

2. Создана возможность оценивать размер природных деформаций.

3. Создана предпосылка для внедрения меры и веса (числа) в практику тектонических исследований природных деформаций, что открывает широкие возможности для использования математического аппарата и ЭВМ в металлогеническом анализе и прогнозе независимо от их масштаба: детальности.

**ДЕРГУНОВ А. Б., МОССАКОВСКИЙ А. А., САМЫГИН С. Г.,  
ХЕРАСКОВА Т. Н.**

### **ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОЗОИД ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (АЛТАЕ-САЯНСКАЯ ОБЛАСТЬ, ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ) И КАЗАХСТАНА**

Палеозоиды Центральной Азии формировались на месте океанического «залива», отходившего на север от Азиатского палеоокеана, который располагался между Восточно-Европейским и Сибирским палеоконтинентами. Большая часть территории занята каледонидами, которые на западе обрамлялись пассивной окраиной Кокчетавского и Улутау-Северо-Тянь-Шаньского докембрийских массивов, а на востоке — активной окраиной Восточно-Саянского и Тувино-Монгольского массивов. В северном направлении каледониды уходят под чехол Западно-Сибирской плиты, на юге срезаются варисцидами Южного и Гобийского Тянь-Шаня. Варисцидская Иртыш-Зайсанская зона делит каледониды на казахстанскую и сибиромонгольскую части.

Океанический габброгипербазитовый фундамент каледонид сохранился в виде останцов тектонических покровов, пластин и блоков меланжево-олигостромовых комплексов, а также протрузий. Древнее сиалическое основание вскрывается на обрамлении и предполагается под некоторыми краевыми зонами.

Каледонские сооружения сложены мощными (10 км и более) венд-нижнепалеозойскими толщами разных по составу и происхождению пород, которые несогласно перекрываются девонскими молассами и вулканитами типа «олд ред» и прорываются орогенными гранитоидами. Однако в краевых раннекаледонских зонах (салаиридах) молассоиды и гранитоиды появились еще в среднем — позднем кембрии, а в более срединных позднекаледонских зонах — ордовике и силуре, отражая центростремительную тенденцию их становления.

Ранние каледониды по наборам формаций делятся на зоны, соответствующие краевым морям, внутренним и краевым вулканическим дугам. Внутренние дуги отделяли краевые моря от более срединных частей палеоокеана, а краевые — от восточного континентального обрамления. Поздние каледониды соответствуют более срединным частям океанического бассейна, в которых офиолиты на огромной площади перекрыты мощными терригенными отложениями лавинной седиментации и более поздними осадками остаточных морей.

Наиболее напряженная линейная, часто изоклиальная складчатость преобладает в зонах поздних каледонид; тектоническое скучивание с образованием сложных покровов, шарьяжей, меланжево-олистостромовых комплексов более характерно для зон островных дуг и преддуговых прогибов; чередование пологих складок, разделенных полосами флексур и приразломных дислокаций, наиболее развито в зонах краевых морей; еще слабее дислоцирован осадочный чехол на древнем обрамлении каледонид. В последние годы выявлено много тектонических покровов в разных палеотектонических зонах.

Каледониды Центральной Азии и Казахстана представляли собой в океаническую стадию развития срединные и краевые части океанических бассейнов, в переходную — внутренних и краевых вулканических дуг, окраинных морей и зон лавинной седиментации, и заключительную орогенную (континентальную), когда формировались краевые вулканические пояса и межгорные впадины. Эти стадии отражают главную последовательность конструктивных геологических процессов, приведших к становлению континентальной коры между Восточно-Европейской и Сибирской платформами. Деструктивные процессы представлены специфическими структурами, возникшими в разное время.

Варисциды рассматриваемого региона также обладали фундаментом океанического типа. Они испытали дополнительное раскрытие и растяжение. В эпоху начавшейся стабилизации каледонид варисциды развивались в режиме остаточных малых океанических бассейнов. Закрытие таких структур было вызвано сближением их бортов, сопровождавшимся тектоническим разлинзованием и шарьированием различных комплексов и образованием меланжа и олистостром. Типично орогенные комплексы, указывающие на образование континентальной коры, появляются в пределах варисцид со среднего карбона.

Огромное пространство, занятое палеозоидами Центральной Азии, на котором сохранились и имеют широкое развитие реликты практически всех, даже нейтральных частей Азиатского палеоокеана, делает их уникальным объектом для изучения важнейших процессов и закономерностей формирования земной коры.

**САМЫГИН С. Г., ЛЕЙТЕС А. М.**

## **ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ УРАЛА И АППАЛАЧЕЙ В ПАЛЕОЗОЕ**

Представления о стадийном развитии земной коры континентов и ее формировании в результате последовательных структурно-вещественных преобразований коры океанического типа дают возможность нового, с мобилистских позиций, подхода к познанию геологической истории складчатых областей. Интересно сравнить в этом отношении историю развития складчатых поясов Урала и Аппалачей, удивительно похожих не только в чисто структурном отношении, но и возникших приблизительно в одно и то же время. Одинаковая последовательность смены во времени и пространстве геодинамических обстановок прошлого свидетельствует и об однотипной геологической истории этих поясов. Оба они на западе граничат с древними платформами и разделены на западную миогеосинклинальную и восточную эвгеосинклинальную зоны. Миогеосинклинальные зоны представляют собой области с континентальной корой, сформированной в докембрии, эвгеосинклинальные — с палеозойской континентальной корой.

В обоих регионах известны прямые признаки былого существования крупных тектонических единиц с корой океанического типа, которые образовались при рифтогенезе древней континентальной коры в конце докембрия и частично в раннем палеозое. Рифтогенные комплексы представлены вулканитами и дайками основного или контрастного состава,

нередко щелочными и преимущественно грубообломочными аркозами.

Возникшие палеоокеанические области имели базит-гипербазитовый меланократовый фундамент и осадочно-вулканогенную оболочку, наиболее древние компоненты которой (толеитовые базальты с кремнистыми горизонтами) в Аппалачах датируются поздним кембрием — ранним ордовиком, а на Урале — ордовиком. Позже образовались структуры типа островных дуг и сочетающихся с ними бассейнов, существовавшие до позднего ордовика в Аппалачах и до карбона на Урале.

Западнее палеоокеанических областей на окраинах Северо-Американского и Восточно-Европейского палеоконтинентов на докембрийском сиалическом основании одновременно накапливались осадочные толщи шельфа, континентального склона и подножия. Данные о восточном континентальном обрамлении менее определены, хотя отдельные элементы структуры восточного обрамления распознаются и в Аппалачах, и на Урале.

Ведущим механизмом перерождения океанических структур и формирования палеозойского гранитно-метаморфического слоя в обоих поясах было сближение и резкое сгущивание древних континентальных масс, что вызвало закрытие Уральского палеоокеана и Япетуса с шарьированием океанических и некоторых других комплексов в пределы материковых окраин. И на Урале, и в Аппалачах обдукция на восток началась позже, чем обдукция на запад, которая сопровождалась появлением соответственно в фамене — турне и в среднем ордовике мощных толщ грауваккового флиша и олистостром. В пределы области континентальной коры, формировавшейся в палеозое, были перемещены крупные фрагменты более древней коры западного и восточного обрамлений, в современной структуре складчатых поясов располагающиеся почти на одной линии.

Тектоническое сгущивание сопровождалось ремобилизацией и анатексисом древних комплексов, гранитообразованием и метаморфизмом, который охватил также вулканогенно-осадочные комплексы палеозоя. Мощные складчатые деформации и сопутствующее им шарьирование произошли в Аппалачах в начале среднего девона, а на Урале — в среднем карбоне. Массовое гранитообразование и метаморфизм спаяли воедино в виде тектонически однотипных линейных горно-складчатых сооружений западные и восточные континентальные окраины и разделявшие их океанические области. Эти события, завершившие процесс становления зрелой континентальной коры, в Аппалачах приходятся в основном на середину девона, а на Урале — на конец карбона.

**И В А Н О В С. Н., П У Ч К О В В. Н.**

## **ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ УРАЛА В НЕОГЕЕ**

1. Ведущим структурообразующим процессом на Урале в позднем протерозое был эпиконтинентальный рифтогенез, приведший к образованию обширных глубоких впадин, заполнявшихся преимущественно формациями платформенного типа, с неоднократными проявлениями континентального рифтового магматизма. Совершенно подчиненное значение имеют разрезы с черносланцевой формацией, напоминающей геосинклинальные образования (няровейский комплекс). Офиолитовая ассоциация отсутствует. В конце вендского времени местами отмечается эпизодическое проявление складчатости и термальных куполов. Этой складчатости ошибочно приписывалось геосинклинальное происхождение и название «байкальской». В целом указанные процессы можно рассматривать преимущественно как процессы диасхизиса (тектоно-магматической активизации), сменившиеся рифтогенно-депрессивными.

2. В раннем палеозое происходило раздвижение земной коры с образованием океанических впадин. Устанавливаются две зоны раннепалео-



зойского разрыва земной коры, образование которых определило возникновение Мугоджарского и, возможно, других микроконтинентов.

3. Раннепалеозойский рифтогенез, как, видимо, и позднепротерозойский, сопровождался значительными деформациями, метаморфизмом и последующим опусканием краев вновь образовавшихся континентальных блоков, с формированием на них комплексов батинальных отложений. Батинальная Зилаиро-Лемвинская зона существовала с ордовика по ранний карбон на всем протяжении Урала, окаймляя пассивную окраину Восточно-Европейского континента. Мнение многих тектонистов о подвиге континента под Уральскую геосинклиналь или раннем шарьировании в противоположном направлении в интервале от ордовика до девона опровергается новым фактическим материалом.

4. Уже в конце ордовика на Урале появились первые островные дуги. Их местоположение менялось, но они всегда находились восточнее главного структурного шва Урала («Главного уральского глубинного разлома»). Такое же положение гранитоидов и пассивный характер окраины Восточно-Европейского континента заставляют уверенно предполагать восточный наклон зоны субдукции. В девоне устанавливается формирование зоны вторичного спрединга в тыловых частях островной дуги.

5. К началу каменноугольного времени практически на всей территории Уральской эвгеосинклинали сформировалась субконтинентальная кора. Проявление эпохи растяжения в раннем карбоне привело к вспышке рифтогенеза с образованием комплекса параллельных долеритовых даек и формированию контрастных по составу интрузивных и эффузивных формаций.

6. В конце карбона и в перми происходила коллизия древнего континентального блока Восточно-Европейской платформы и молодого субконтинентального блока Уральской эвгеосинклинали. Это привело к общему развитию складчатости смятия и шарьяжей во всех зонах Урала, включая и западный склон, к формированию серпентинитовых меланжей в зоне Главного структурного шва Урала, появлению новых зон бластомилонитов и глаукофановых сланцев. Начавшийся еще в конце девона разогрев земной коры и гранитизация способствовали увеличению ее мощности, сучиванию и образованию горного сооружения и Предуральского краевого прогиба. Последний смещался в сторону платформы впереди фронта линейной складчатости.

7. В триасе наступило кратковременное растяжение, определившее возникновение обширного Урало-Сибирского ареала траппового магматизма и рассредоточенного рифтогенеза. В раннеюрское время растяжения сменились сжатием с формированием пологих надвигов в бортах триасовых впадин и надразломных складчатых структур типа гряды Чернышева.

**АХМЕДЖАНОВ М. А., БОРИСОВ О. М., ДАВЛЯТОВ Ш. Д.,  
ФУЗАЙЛОВ И. А., АБДУЛЛАЕВ Р. Н., ДАЛИМОВ Т. Н.**

## **ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЯНЬ-ШАНЯ И ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ И ФАНЕРОЗОЕ**

1. Имеющиеся в настоящее время материалы по геологии и геохронологии показывают, что к рифею на территории Средней Азии была сформирована зрелая континентальная кора. В пользу этого свидетельствует наличие целого ряда разновозрастных гранитоидных формаций: мигматит-гранитоидной, гранодиорит-гранитовой и формации калиевых гранитоидов. Абсолютный возраст их колеблется от 2—2,5 млрд. лет до 830—800 млн. лет (Юго-Западный Памир, Курговатская зона, Гарм, Байсунская зона, Муюнкумо-Наратский массив).

2. В истории развития земной коры Средней Азии в позднем протерозое и фанерозое роль деструктивных и конструктивных процессов представляется неодинаковой. Для докембрия преобладает конструктивный стиль развития, направленный на созидание гранитометаморфического слоя, а для фанерозоя характерен деструктивный стиль развития, за исключением эвгеосинклинальных зон, где происходит новообразование узких зон гранитной коры. Явление активной деструкции и формирование узких и субширотных рифтов в фанерозое было неодновременным и проходило в четыре последовательные стадии, постепенно мигрирующие с севера на юг. Они проявились в позднем докембрии — в Северном Тянь-Шане; в раннем палеозое, в силуре — раннем девоне — в Зирабулак-Зиаэтинских горах и в Зарафшанском хребте (бассейн р. Ягноб); в раннем карбоне — в Гиссарском хребте и Северном Памире и в мел-палеогене — в Центральном Памире.

Так, в Киргизско-Терской зоне преобразования океанической коры в континентальную начались в раннем кембрии, в Южном Тянь-Шане — в ордовике и силуре, в Гиссарском хребте и Северном Памире — в нижнем карбоне. Наблюдается возрастное скольжение, наиболее характерное для эвгеосинклинальных зон комплекса, отвечающего океанической стадии развития с севера на юг. Завершение формирования континентальной коры в Тянь-Шане также было неодновременным (силур в Киргизско-Терской зоне, верхний карбон — нижняя пермь в Южном Тянь-Шане, пермо-триас в Северном Памире. Начало орогенного воздымания в эвгеосинклиналях Северного Тянь-Шаня вызывает рифтогенез в Южном Тянь-Шане, а орогенез в Южном Тянь-Шане вызывает раскол и раздвиг в Гиссарском хребте и Северном Памире.

3. Среди рифтовых структур выделяются два главных типа: а) складывающихся на месте будущих эвгеосинклинальных зон и б) сводово-вулканические рифты (Фергано-Кураминский и Муюнкумо-Наратский срединные массивы). Последний, как это выясняется в настоящее время, часто смешивается с орогенным режимом, от которого его отличает состав формаций, условия проявления и, что самое главное, он не приводит к образованию новой континентальной коры, наоборот способствует ее раскалыванию и насыщению основными породами.

4. Для фанерозойского цикла геологического развития территории Средней Азии характерно формирование четырех категорий тектонических структур — геосинклинальной, тафрогенной, платформенной и эпиплатформенной орогенной.

**МАРЕНИЧЕВА А. М., МИХАЙЛОВ Н. П., РУНДКВИСТ Д. В.,  
СМЫСЛОВ А. А.**

## **МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ТЕКТОНИКА ПАЛЕОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ**

1. Палеозойские складчатые системы являются составными частями крупнейших подвижных поясов, формировавшихся в северном полушарии в интервале верхний рифей — палеозой (~1000—200 млн. лет). Это Гренвильско-Аппалачская система Северной Америки и Грэмпианская система Скандинавии, образующие единый пояс, и второй — обширный Урало-Монгольский подвижный пояс, охватывающий складчатые сооружения Урала, Западной Сибири, Казахстана и Тянь-Шаня, Алтая, Прибайкалья, Енисейского кряжа, Монголии. Данные пояса относятся к поясам внутриконтинентального типа в отличие от периокеанических поясов, окаймляющих континентальные плиты. Последние в пределах территории СССР представлены фрагментарно в Тихоокеанском и Средиземноморском подвижных поясах.

2. Вопросы металлогении и условий тектонического развития палеозойских складчатых систем рассмотрены на примере двух крупных и

контрастных по истории развития и тектоническому плану регионов: складчатых сооружений фанерозоя Уральской и Казахской складчатых областей. Для Уральской складчатой системы характерно преобладание линейной тектонической и металлогенической зональности, широкое развитие мантийных магматических масс с уникальным проявлением офиолитовых комплексов. В пределах Казахстанской складчатой области полно проявлены процессы коровой дифференциации с преобладающим кислым магматизмом, характерно складчато-блоковое строение.

3. Характерная для Урала линейная зональность первого порядка обусловлена различием тектонического развития западной (миогеосинклинальной) и восточной (эвгеосинклинальной) его частей. Для миогеосинклинальной мегазоны характерен преимущественно салический (лиитофильный) профиль металлогенической специализации с развитием существенно сингенетического с геологическими формациями комплекса полезных ископаемых. Для эвгеосинклинальной мегазоны с зонами раздвигов в ее пределах характерно проявление крупных магматических масс мантийного происхождения, определяющих существенно фемический (сидерофильный) профиль металлогенической специализации (Fe, Ti, Cr, Ni, Cu и др.). Характерна также многопорядковая ритмичность развития ( $E_2-D_1$ ,  $D_2-D_3$ ,  $C_1-C_3$ ) с образованием сходных рядов геологических формаций, но различной степенью эволюционной «продвинутости» и различной металлогенией — от хромитовой, титаномагнетитовой, серно- и медноколчеданной до железорудно-скарновой и медно-порфировой. Металлогеническая специализация различных зон Урала хорошо увязывается, по данным Е. М. Ананьевой, Н. Г. Берлянд и др., с особенностями глубинного строения.

4. С процессами коровой дифференциации вещества в пределах Казахстанского региона связано проявление широкой гаммы рудоносных структур различной геохимической специализации (лиитофильных, халькофильных, смешанных), которые обусловили «блоковую» металлогеническую зональность, свойственную срединным массивам и обрамляющим геосинклинально-складчатым областям мио- и эвгеосинклинального типов.

Многие характерные черты тектонической и металлогенической зональности Казахстана определяются широким развитием предгеосинклинального рифтогенеза и эпиорогенного тафрогенеза, зон вторично-геосинклинального типа, в которых локализованы главные свинцово-цинковые и марганцево-железорудные месторождения, а также орогенными поясами ( $D_2$ ,  $C_2-P$ ).

5. Современная металлогеническая зональность Урала и Казахстана определяется направленной эволюцией тектонического развития во всем диапазоне времени — от протерозоя до мезозойских (кайнозойских) движений включительно. На Урале при этом повторялись две главные системы расколов, обуславливающие соответствующие простирания структурно-формационных и структурно-металлогенических зон: субмеридиональных и поперечных к ним. Для Казахстана характерен последовательный «разворот» во времени и перестройка главнейших структурных элементов, определяющих металлогеническую зональность. Вопросы металлогенической зональности палеозойских складчатых структур иллюстрируются новыми металлогеническими картами м-ба 1 : 1 500 000 и 1 : 1 000 000, формационными и тектоническими схемами.

## ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА В ПАЛЕОЗОЕ И РАННЕМ МЕЗОЗОЕ

1. История развития Средиземноморского пояса характеризуется возникновением, эволюцией и исчезновением нескольких последовательно сменявшихся во времени океанических бассейнов Тетиса, отделявших в течение фанерозоя северные (Евразийские) континенты от южных (Гондванских). Исходя из известных глобальных палинспастических реконструкций по взаимному расположению континентов и океанов в фанерозое, перманентность существования океанического пространства между северными и южными континентами можно рассматривать как палеогеографическую унаследованность океанических бассейнов Тетиса.

2. Пояс состоит из гетерогенных структурных элементов, часть из которых принадлежала в разное время континентальным окраинам или микроконтинентам, а другая часть возникла при закрытии океанических структур, разделявших континентальные блоки, что сопровождалось скупиванием, складчатостью и метаморфизмом осадков океанических и переходных зон, иными словами, возникновением аккреционных комплексов.

3. В кинематическом смысле развитие Средиземноморского пояса в фанерозое происходило при движении масс с юга на север, последовательном замыкании на севере более древних океанических бассейнов и открытии на юге более молодых океанических структур в процессе рифтогенеза и спрединга. Такими океаническими бассейнами являлись рифейско-раннепалеозойские океаны, Палеотетис I, Палеотетис II, Мезотетис, Неотетис, а в настоящее время — это Индийский океан и рифт Красного моря. В результате такого развития в фанерозое происходило последовательное наращивание территории материков северного ядра и уменьшение континента Гондваны.

Доказательствами такой кинематики движений служат палеомагнитные, палеоклиматические, палеобиогеографические и геологические данные, в частности полярность складчатости, явлений магматизма и метаморфизма, аллохтонность древних метаморфических блоков, асимметрия континентальных окраин.

4. В раннем палеозое в Средиземноморском поясе уже существовали бассейны с корой океанического типа, раскрывшиеся, по-видимому, еще в конце рифея — венде. Эти бассейны входили в системы Палеоазиатского океана, океана Япетус и ряда других. Фрагменты коры этих океанов сохранились в офиолитовых поясах каледонид Западной Европы, в Тянь-Шане и Монгольском Алтае, на севере Средиземноморского пояса, а в его юго-восточной части — в Катазии и Вьетнаме, Циньлине и Циляншане. Для них устанавливается позднерифейско-раннепалеозойский возраст.

В области будущих каледонид Индокитая по окраинам раннепалеозойского океанического бассейна, начиная с кембрия, накапливались флишевые и шельфовые комплексы, в ордовике и силуре развивались островодужные серии и окраинно-континентальные магматические дуги. Закрытие этого бассейна в результате столкновения континентальных блоков Индосинии, Янзы, Синокорейского, Цайдама, Тарима и др. произошло в конце силура — начале девона в каледонскую эпоху и привело к образованию обширного Восточно-Азиатского палеоконтинента (Катазия), аналога континента «древнего красного песчаника», что подчеркивается накоплением красноцветных моласс начала девона, залегающих несогласно на складчатом основании. Возможно, что в начале — середине среднего палеозоя этот континент мог на отдельных участках еще соединиться с Гондваной.

5. Параллельно с закрытием раннепалеозойских океанов происходило раскрытие Палеотетиса I, особенно ярко проявившееся в западной части Средиземноморского пояса в конце ордовика. В среднем палеозое, начиная с силура и особенно в девоне, в области Палеотетиса I, западная часть которого целиком находилась в Средиземноморском поясе, а восточная уходила в Среднюю Азию (Туркестанский океан), растяжения сменяются сжатиями, происходят локальные деформации пород, возникают островные дуги, активно проявляется субдукционный процесс.

Сильные сжатия, скучивание горных пород с образованием крупных поддвигов и шарьяжей происходили в течение карбона в герцинскую эпоху несколько одновременно вдоль простирания Палеотетиса I, начавшись на западе в самом конце девона (бретонская фаза). В дальнейшем коллизия сходящихся континентальных масс сопровождалась несколькими фазами деформаций в течение карбона и перми и утолщением континентальной коры в процессе складчатости, глубинных поддвигов при сопутствующих явлениях магматизма и метаморфизма.

6. Закрытие Палеотетиса I и становление складчатых областей герцинид, нарастивших и объединивших Восточно-Европейский и Сибирский континенты в единый континент Северную Палеоевразию, окончательно оформило структурно Средиземноморский пояс. Палеотетис II, начавший раскрываться параллельно с закрытием Палеотетиса I, уже целиком принадлежал Средиземноморскому поясу. Он отделил Таримско-Китайский континент от Гондваны в своей южной ветви. Северная, Южно-Монгольская ветвь Палеотетиса II в свою очередь отделяла Таримско-Китайский континент от Северной Палеоевразии. Рифтогенез начался в девоне, а появление океанической коры датируется по возрасту офиолитов ранним — средним карбоном. Следует подчеркнуть, что не во всех случаях рифтогенез, давший начало Палеотетису II, происходил в континентальной коре. В Северной, Южно-Монгольской ветви, он, вероятно, проявился в коре переходного типа, сформировавшейся в замыкающемся Палеотетисе I, подчиняясь основным структурным элементам последнего и наследуя его структурный план.

В Кавказско-Иранском секторе Палеотетис II, вероятнее всего, представлял собой реликт Палеотетиса I, его южная континентальная окраина намечается, начиная с девона, в Сванетии.

Закрытие Палеотетиса II и коллизия континентальных масс, ограничивавших его с юга и севера, происходили несколько одновременно в разных его частях с поздней перми до конца триаса. Возникшие в результате этих процессов складчатые области индосинид играли важную роль в становлении современного Евразийского континента. Они соединили континентальные массы Северо-Евразийского палеоматерика, Китайско-Корейские, Таримский, Северного Тибета, Юго-Западного Памира, Ирано-Афганские и Индокитайские.

7. К моменту окончательного закрытия Палеотетиса II в конце триаса к югу от него, отделяясь неширокой полосой примкнувших к Евразии гондванских континентальных блоков, уже существовали океанические бассейны Мезо- и Неотетиса. Рифтогенез, давший начало этим бассейнам, относится к позднему палеозою, раскрытие их с появлением океанической коры происходило с поздней перми до раннего мела. В начале мезозоя все три бассейна — закрывающийся Палеотетис II и открывающиеся Мезо- и Неотетис — сосуществовали в пределах Средиземноморского пояса. Мезотетис закрылся к середине мела, а Неотетис просуществовал до конца палеогена — начала неогена. Процесс закрытия Неотетиса сопровождался одновременным открытием современного Индийского океана.

## ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

На месте Альпийской складчатой области в конце палеозоя — начале мезозоя располагался обширный бассейн с корой океанического типа (океан Тетис), который отделял материк Гондваны от Евразийского материка. Восточная и центральная часть этого океана представляла собой широкий и унаследованный от палеозоя залив Панталасса, а западная часть (Альпы, Лигуриды) возникла в результате раскола Пангеи лишь в позднем триасе — ранней юре и является новообразованной. Существование этого широкого океанического бассейна подтверждается рядом независимых методов, позволяющих реконструировать его историю развития как с качественной, так и с количественной стороны.

Геологический метод исследования позволяет говорить о том, что с юга океан Тетис обрамлялся пассивной окраиной атлантического типа, в то время как на севере, начиная по крайней мере с ранней юры, существовала активная окраина Тихоокеанского типа. Пространство, разделявшее эти окраины, слагалось океанической корой, образовавшейся в разных геодинамических обстановках. Эта кора прошла сложную и длительную геологическую историю и затем была шарьирована на края континентальных глыб (офиолиты).

Анализ фаунистических и флористических провинций (палеобиогеографический метод), а также фашиальный анализ позволяют говорить о существовании на ранних этапах геологической истории этого океана разных фаунистических и климатических зон вдоль северной и южной его окраин. Этот метод позволяет говорить об относительно большой ширине океана, но не дает порядка цифр.

Палеокинематический метод, основанный на анализе возраста и положения магнитных аномалий Южной и Центральной Атлантики, и палеомагнитный позволяют нам, с одной стороны, восстановить для разных геологических эпох положение крупных континентальных массивов как по долготе, так и по широте, а с другой — проследить историю их движения. Эти методы позволяют установить ширину океана Тетис (первые тысячи километров в наиболее широкой части) в разные моменты его геологической истории и проследить историю его закрытия.

История развития крупных складчатых систем должна, особенно в фанерозое, решаться с применением всех вышеперечисленных методов на основе актуалистического подхода. Любой другой подход, как правило, приводит исследователей к весьма бездоказательным и малозначащим результатам (например, гипотеза многочисленных «офиолитовых» рифтов).

Плейтектонический метод, убежденными сторонниками которого являются авторы доклада, не есть застывшая догма, данная нам навеки. В этой гипотезе, впрочем, как и в любой другой, существует ряд узких мест, нуждающихся в дополнительных исследованиях.

Авторы, например, испытывают большие трудности при восстановлении истории дрейфа микроконтинентов, периодически откалывавшихся от континентальных окраин и присоединявшихся к Евразии в течение всего мезозоя и кайнозоя. Определенные противоречия возникают и при восстановлении характера и объемов магматизма, возникавшего вблизи деструктивных границ плит.

Ш О Л П О В Н.

### ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

Средиземноморский подвижный пояс состоит из целого ряда отдельных горных складчатых областей, разделенных различного рода депрессиями. Входящие в его состав складчатые области сильно различаются

своей внутренней структурой и историей развития. На диаметрально противоположных концах единого ряда типов структур стоят такие складчатые области, как Большой Кавказ с его преобладающим «вертикальным» типом тектоники и Альпы с преимущественно «горизонтальным» стилем структуры. Различие типа структуры этих областей очевидно и прежде всего отмечается исследователями.

Однако есть и существенные черты сходства в строении большинства складчатых областей Средиземноморья, и для понимания процессов их эволюции и становления выявление этого сходства не менее важно, чем установление индивидуальных различий. Для многих складчатых областей характерно антиклинорное строение и закономерная продольная зональность с уменьшением интенсивности деформаций от осевой зоны к периферии. Существенной особенностью складчатых областей Средиземноморья являются их примерно равные размеры в плане: 1000—1300 км по простиранию и от 50 до 150—200 км в поперечном сечении. Большинство из них разделено крупным поперечным линейаментом на две примерно равные части: линия Джудикария делит таким образом Альпы; линия Анкона — Анцио — Апеннины; линия Шкодер — Печ — Динариды; Транскавказское поднятие — Большой Кавказ.

Анализ истории геологического развития позволяет выявить, при всех различиях индивидуальных особенностей отдельных складчатых областей, существенные общие закономерности. Характерна общая для всех областей последовательная смена геологических формаций, отвечающих определенным стадиям развития. Общей чертой геологической эволюции всех складчатых областей Средиземноморья является нарастание во времени контрастности и дифференцированности вертикальных движений. Характерно, что длительный период относительно спокойного развития сменяется сравнительно коротким этапом повышенной тектонической активности и интенсивных деформаций пород с образованием складчатости и покровов.

Выявленные общие черты структуры и эволюции складчатых областей Средиземноморья дают право применить к ним геодинамическую модель адвекции, разработанную на примере Большого Кавказа. Сущность этой модели заключается в том, что причины и движущие силы тектогенеза обусловлены плотностными неоднородностями, возникающими в земной коре и верхней мантии под воздействием глубинных энергетических импульсов. Адвективные движения вещества, направленные на преодоление этих неоднородностей, приводят к закономерной смене различных стадий развития складчатой области. На основе этой модели различные складчатые области предстают как результат развития единого сходного в своих главных чертах процесса адвекции, достигающего, однако, разных стадий своего развития в зависимости от конкретных условий в каждом участке Средиземноморского пояса. Закономерности эволюции магматических и метаморфических процессов в каждой складчатой области дают возможность установить конкретные различия этих условий в каждом из них. Модель адвекции позволяет понять закономерности пространственной организации структуры и равновеликие размеры в плане различных складчатых областей Средиземноморья.

ТИЛЬМАН С. М.

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Территория Северо-Востока СССР включает Западный и Восточный тектонические блоки, разделенные Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. В первом из них размещаются области с континентальной корой дорифейского и среднемелового возраста. Восточный блок является частью переходной зоны между Восточно-Азиатским континентом и Тихим океаном и характеризуется незавершенной континентализацией.

История Западного блока такова. В рифейско-вендское и кембрийское время на неравномерно гранитизированной, но континентальной коре накапливались мелководные шельфовые комплексы, разрезы которых повсеместно идентичны. Признаки активных континентальных окраин отсутствовали. В ордовике и силуре стали проявляться в некоторых районах слабые рифтогенные процессы, а в девоне они усилились. Деструкция коры привела к образованию сложного тектонического рельефа в Колымо-Индигино-Омолонской и Приохотской областях. Здесь создавалась обстановка краевого моря, ограниченного на востоке зарождающейся Кони-Тайгоносской островной дугой. В пределах же Западного и Центрального Верхоянья, в Арктическом поясе и в Анюйско-Чукотском районе продолжалось миогеосинклинальное осадконакопление на непереработанной или слабо переработанной дорифейской континентальной коре.

Поздний палеозой — юра — эпоха накопления шельфового верхоянского комплекса или его аналогов в Верхояно-Чукотской области, а тем временем в Индигино-Колымской области (Иньяли-Дебинская, Алазейская, Олойская, Гижигинская зоны) продолжался режим активной окраины. В позднем палеозое обозначились глубоководные шельфы, материковые склоны и их подножия, а также глубокие котловины.

Поздняя юра — неоком — время формирования нижней молассы и одновременно еще одного раскрытия в некоторых местах континентальной коры глубины до мантийного субстрата (Южно-Анюйская и Илья-Тасская зоны).

В середине мела произошла полная континентализация, в том числе и повторная, фиксируемая гранитоидным магматизмом и становлением Охотско-Чукотского пояса с его побочными ветвями. Дальнейшее развитие Западного блока — спрединг и океанообразование в Арктическом поясе, повторное скучивание, сопровождающееся горообразованием в Верхоянье и на Чукотке, окончательное оформление западной вергентности складчатых форм.

Было местонахождение Западного блока и составляющих его элементов могло быть иным по сравнению с нынешними географическими координатами, однако формирование его структурного плана, похожего на современный, приурочено к невадско-колымской аккреции, после чего он превратился в пассивную окраину.

На месте Восточного блока длительное время существовал океанический бассейн. Первое скучивание с выведением в верхние слои литосферы офиолитов пришлось на поздний палеозой; оно сопровождалось крупномасштабными горизонтальными движениями океанической плиты в северо-западном направлении и ее субдукцией. В дальнейшем здесь господствовали условия активной континентальной окраины, где периодически формировался гранитно-метаморфический слой (поздняя юра — неоком, альб — сеноман, маастрихт — палеоген). В результате образовалась аккреционная система с присущими ей структурами тектонического коллажа. Последние воспроизводятся на основании анализа структурных и палеонтологических данных (хаотическое нагромождение покровов, повторные деформации офиолитов, наличие в разрезах смешанной бореальной и тетической фауны и т. д.).

**ЗИНКЕВИЧ В. П., МАЗАРОВИЧ А. О., РИХТЕР А. В.,  
СОКОЛОВ С. Д.**

### **ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ НА ВОСТОКЕ СССР**

1. Исследования последних лет доказали покровное и чешуйчатое строение крупных тектонических зон континентального обрамления северо-запада Тихого океана, в пределах которых устанавливаются фрагменты древних островных дуг, окраинных морей и образований океани-



ческой стадии. Повсеместно отмечается латеральное омоложение в сторону Тихого океана однотипных формаций, слагающих систему линейных тектонических зон континентального обрамления.

2. С самых ранних этапов развития приокеанической зоны отмечается ее неоднородность. Еще в начале фанерозоя на западе региона существовали крупные массы докембрийской континентальной коры, в то время как восточнее располагался бассейн с корой океанического типа. Наблюдающиеся местами, например в Приморье и Японии, фрагменты древней сиалической коры среди более молодых океанических комплексов, возможно, связаны с наиболее ранними проявлениями тектонической деструкции. Палеотектонические реконструкции повсеместно показывают, что эта латеральная неоднородность континентальной окраины отмечается на протяжении всего фанерозоя. Повсеместно в пределах приокеанической зоны процессы тектонического сучивания начались раньше в западной ее части, чем в восточной.

3. Приокеаническая зона развивалась в сложном геодинамическом режиме, при котором эпохи преобладающего сжатия чередовались с эпохами преобладающей деструкции или покоя. При этом на фоне преобладающих процессов сжатия или растяжения одновременно существовали сопряженные с ними по латерали противоположные процессы. Процессы сжатия осуществлялись импульсивно. Отдельные тектонические фазы, например на рубеже кампана и маастрихта, мела и палеогена, эоцена — начала олигоцена, проявились почти во всех регионах. Для ряда районов отмечается переориентировка движения литосферных масс.

Деструктивные процессы проявлялись на разных этапах развития приокеанической зоны и в различной форме. К ним относится разрушение континентальной коры при ее растяжении вплоть до полного разрыва и образования коры океанического типа, а также деструкция коры переходного типа с образованием новообразованных окраинных морей. Намечаются деструктивные процессы и на океанической стадии развития. Основные этапы деструкции в разных частях приокеанической зоны происходили на границе палеозоя — мезозоя, в конце средней — начале поздней юры и в конце эоцена — олигоцене.

4. Рассматривая тектоническое развитие приокеанической зоны в целом, можно сказать, что оно имеет в фанерозое направленное развитие с формированием коры континентального типа и общим увеличением площади континента. Нарастание континентального блока происходило преимущественно за счет причленения все новых и новых участков палеотихоокеанской коры, со скачкообразным смещением в сторону Тихого океана границы переходной зоны, т. е. системы островная дуга — желоб. Ведущим процессом формирования коры континентального типа является тектоническое сучивание и метаморфизм коры океанического, а затем и переходного типа.

Выявление в пределах рассмотренных районов разновозрастных океанических комплексов, наиболее древние из которых датируются ранним палеозоем, подтверждает выводы о большой древности Тихого океана.

ДОБРЕЦОВ Н. Л.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Южное складчатое обрамление Сибирской платформы входит в состав Урало-Монгольского складчатого пояса, сформировавшегося на месте Палеоазиатского океана. Важнейшими реперами геологической истории этого пояса являются офиолиты, фиксирующие океаническую и островодужную стадии (как правило, трудноразделенные), а также олистостромы и последующие метаморфизм и массовое образование гранитоидов. Последние фиксируют стадию тектонического сучивания,

утолщения коры и ее перехода к континентальному или переходному типу. Заключительные стадии определяются по возрасту моласс и вулканических формаций в орогенных впадинах.

Древнейшие офиолиты ранне- и среднерифейского возраста установлены в Байкало-Муйском офиолитовом поясе, на Сангилене и в некоторых других местах. Они сопряжены с олистостромой, на которую накладывается зональный метаморфизм с возрастом 1—1,2 млрд. лет и близкие по возрасту гранитоиды. Заключительные этапы проявлены в форме наложенных вулканогенных прогибов и расслоенных габброидных плутонов с возрастом 700—800 млн. лет. Эти события представляют полный байкальский цикл, проявления которого установлены в разных местах обрамления Сибирской платформы. Но точный ареал байкалид нуждается в уточнении, из-за чего возникают острые дискуссии вплоть до отрицания байкалид.

В каледонидах офиолиты имеют в разных местах позднерифейский, вендский и раннекембрийский возраст, охватывая интервал 650—500 млн. лет. Олистостромы и следующие за ними гранитоиды соответствуют трем возрастным уровням: середина кембрия, середина ордовика и поздний силур — ранний девон. Соответственно этому выделяются ранние каледониды (салаириды) с олистостромой и гранитами кембрийского возраста, поздние каледониды (О—S) и полные каледониды с проявлением всех трех этапов сучивания. Во всех трех областях наиболее распространены девонские молассы и вулканогенные прогибы.

Самостоятельный герцинский этап (с офиолитами силура — девона и олистостромами позднего девона и карбона) устанавливается только вблизи Русской и Китайской плит. В обрамлении Сибирской платформы в среднем палеозое преобладали обстановки активных окраин андийского типа. В перми и триасе одновременно с распадом Гондваны и массовым излиянием траппов на Сибирской платформе в складчатой области возникли протяженные ареалы базальтоидного и щелочно-гранитоидного магматизма, трактуемые как рифты либо как след прохождения «горячих точек».

В результате структура пояса оказывается очень сложной. Ранние покровно-складчатые структуры с широким развитием офиолитов устанавливаются лишь в областях и участках, слабо затронутых более поздними процессами, особенно средне- и позднепалеозойским магматизмом (Салаир, Западный Саян, юго-восточная часть Восточного Саяна, Джидинский р-н, часть Северного Прибайкалья и др.). В остальных районах, особенно с широким развитием гранитоидов, отчетливо выражены более поздние купольно-блоковые структуры, затушевывающие ранние складки и надвиги. Однако тектоническая расслоенность коры реставрируется с разной степенью детальности и в этих районах.

ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ Г. А., ШЕГЛОВ А. Д.

## МЕЗОЗОЙСКИЙ И КАЙНОЗОЙСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНЕЗ И ТЕКТОНИКА

1. Эндогенные рудные процессы широко проявились в мезозойскую и кайнозойскую эпохи. Они привели к формированию ряда месторождений и рудоносных структур, среди которых особое место занимают месторождения олова, вольфрама, молибдена, меди, ртути, сурьмы, флюорита, серебра, золота и др.

2. Формирование месторождений неразрывно связано с четырьмя типами региональных тектонических элементов: а) геосинклинально-складчатыми поясами; б) областями тектоно-магматической активизации (синонимы: сводово-глыбовые или орогенные области); в) окраинно-континентальными вулканическими поясами; г) рифтовыми зонами.

3. С геосинклинально-складчатыми поясами разных типов ассоциируют различные группы рудных образований.

В Тихоокеанском и Средиземноморском складчатых поясах наиболее контрастно устанавливаются следующие типы геосинклиналей:

на океанической коре	мошной (Cr, Pt, Cu)	(а)
	тонкой (Mn, Cu, Pb, Zn)	
на континентальной коре	мошной (Sn, W, Mo, Be)	(б)
	тонкой (Pb, Zn, Au)	

Мезозойские (киммерийские) месторождения на океанической коре, рожденные активностью базальтоидной магмы, распространены в меньшей степени, чем палеозойские, и обычно не имеют крупных размеров (Кордильеры Северной Америки, Анды, Кавказ). Альпийские (поздний мел — неоген) развиты во внутренней зоне Тихоокеанского пояса и более широко — Средиземноморского пояса (Среднегорско-Понтийско-Сомхетский вулканический пояс. Анатолия, Иран, Пакистан). Они размещаются в пределах первичных и вторичных эвгеосинклиналей, реже — миктогеосинклиналей. Трансформация и дальнейшая аккреция континентальной коры за счет океанической широко проявились на значительной территории геосинклинальных поясов.

4. В мезозое и особенно кайнозое древние платформы и области завершенной складчатости были охвачены в ряде регионов деструктивными процессами тектоно-магматической активизации. Выражением отдельных стадий этого процесса являются сводово-глыбовые и разнотипные рифтоподобные структуры, обладающие характерным магматизмом и рудоносностью.

5. Сводово-глыбовые структуры предрифтовой стадии, широко распространенные в Восточной Азии, Кордильерах и Андах, имеют преимущественно мезозойский возраст, а в Средиземноморском поясе, где они локализируются в пределах срединных массивов, — неогеновый. С гранитоидным магматизмом и кислым субэаральным вулканизмом связаны месторождения олова, вольфрама, молибдена, меди, свинца и цинка, золота и серебра, ртути, сурьмы и мышьяка.

6. Рифтогенные структуры на древних платформах местами унаследованно развивались в раннем мезозое по рифейско-палеозойским авлакогенам (Норильск), тогда как континентальные и океанические рифтовые системы имеют преимущественно кайнозойский возраст. Первые в металлогеническом отношении значительно более продуктивны. С ними связаны крупные медно-никелевые, карбонатитовые и кимберлитовые месторождения активизированных платформ. Металлогения океанических рифтовых систем менее разнообразна, чем континентальных, и ограничена концентрациями железа, марганца, меди, цинка. Дальнейшие исследования, по-видимому, увеличат этот набор металлов.

7. На примере рудных месторождений Тихоокеанского пояса отчетливо выделяются два класса, связанных с развитием различных зон тектоносферы, коровых и мантийных. Последние наложены на структуры земной коры и проявляются в ряде регионов параллельно с их развитием, часто образуя рудные концентрации осадочно-гидротермального генезиса в условиях геосинклинальных ванн.

ЛЕОНТЬЕВ А. Н.

## МЕСТО ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ В ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУР ПАЛЕОЗОИД ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Новые данные по геологии гранитоидных комплексов Центральной Азии и другие материалы подтвердили существенно сиалический глыбовый характер основания палеозойских геосинклинальных областей и позволили выявить два основных типа магмоконтролирующих магмоструктур — изометричные замкнутые области (ИО) и линейные или дуговые пояса (ЛП).

Выделяемые ИО — Саяно-Тувинская, Хангайская, Алтайская и др. представляют собой концентрически-зональные глыбово-складчатые сооружения, многоярусный чехол которых состоит из разделенных угловыми несогласиями комплексов наложенных геосинклинальных прогибов нескольких возрастов ( $V-E_2$ ,  $E_3-O_1$ ,  $D-C_1$ ), межгорных прогибов и впадин, а основанием служат параплатформенные либо геосинклинальные образования рифа и конца среднего протерозоя; кроме того, в краевых поднятиях ИО имеются выступы ультраметаморфических гранитоидных комплексов с возрастом 1—1,4 млрд. лет и, возможно, более. Вероятный возраст обособления ИО — средний протерозой. В иерархической системе блоков и блочных мозаик ИО составляют как бы среднее звено, отличающееся: а) устойчивыми размерами 600—1400 км, регулярным распространением и плотным примыканием друг к другу, б) консервативным развитием в достаточно постоянных границах и в) существенно эндогенной природой, на что указывает совпадение с ними по площади ареалов монофациального магматизма и последовательное наращивание дуговых цепочек разновозрастных гранитоидов вдоль границ ИО и вокруг ядер устойчивых поднятий внутри ИО. С ИО сходны по ряду признаков описанные разными авторами «ядерные зоны», наиболее крупные из срединных массивов, «магмоактивные мегаблоки», «геотуморы», «метаплатформы», «овально-концентрически-зональные геосинклинальные области», а их характерные размеры аналогичны размерам антеклиз и синеклиз древних платформ. В этом, с одной стороны, выражается достаточно универсальный характер делимости тектоносферы, и с другой — сильно варьирующая степень переработки кратогенных массивов.

ЛП, как и ИО, выделяются по структурно-морфологическим признакам, а также по типу и распространению гранитоидного, в частности, магматизма. ЛП закладывались на гетерогенном основании и позже, чем ИО, отличаясь от них, кроме того, однократным и более мощным прохождением геосинклинального или, в других случаях, орогенно-рифтогенного цикла, сквозным трансструктурным характером при длине 1—3 тыс. км, базитовым и смешанным вулканизмом. Основные выделяемые пояса были заложены в венде — кембрии (Хакасско-Озерный, Селенгино-Забайкальский) и в силуре — девоне (Зайсано-Южно-Монгольский). На этапе их максимального раскрытия ближайшие к ним ИО полностью или частично захватывались деструктивными процессами, но в ходе последующего гранитообразования консолидировались, восстанавливали свою форму и вовлекали в свою сферу определенные участки ЛП.

ИО и ЛП систематически различаются по магматизму — по флюидному режиму, типу щелочности, видовому составу пород, ритмике интрузивных внедрений, форме ареалов конкретных формаций, типу миграции магмоактивных зон и суммарному объему гранитоидов. В переходных зонах между ИО и ЛП найдены свидетельства разнородности субсинхронных гранитоидных серий тех и других — интрузивные фазы одной из серий внедрялись попеременно с фазами другой, вследствие чего во многих интрузивных узлах были образованы смешанные ряды.

В итоге нужно подчеркнуть, что на любом этапе геосинклинали и орогены были подчинены ИО и ЛП и как частные элементы вписывались в их структуру. Итоговая концентрически-зональная структура ИО, складывавшаяся постепенно и по частям, и конформное к ней расположение гранитоидов, вероятно, указывают на существование под ИО стационарных аномальных магмогенерирующих зон («факелов», «плюмов»). ЛП должны соответствовать глубинные источники другого плана — смещающиеся скачками или ползущие ослабленные зоны мега-трещинного «скибового» типа вокруг объединенных групп ИО.

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЕ ОФИОЛИТОВ И АККРЕЦИОННЫЕ ПРИЗМЫ

Почти 20 лет назад Г. Хесс возродил интерес к «штеймановской триаде» офиолитов, высказав гениальную догадку, что последние образуются в результате спрединга в осевой части срединно-океанических хребтов. Работами большой группы геологов на различных континентах и в океанах, на основании детальных геологических и петрологических исследований эта гипотеза получила полное подтверждение. Однако вопрос о том, как офиолиты, образовавшиеся в зонах океанического спрединга и представляющие собой фрагменты океанической коры геологического прошлого, оказались перемещенными на края древних кратонов или появились в складчатых областях от позднедокембрийского (Египет, Судан, Марокко и др.) до кайнозойского возраста (Корякия, Филиппины, Индонезия и др.), остается пока дискуссионным.

Вдоль сутурных линий, разделяющих континентальные блоки, например в поясе Тетис, офиолиты слагают серпентинитовый меланж, а вне сутур — офиолиты слагают отдельные тектонические покровы, в которых различные по пластичности и плотности ультрабазиты, габброиды, дайки и базальты часто разобщены. Такие покровы также типичны для большинства палеозойских складчатых поясов Европы — Гесперийский массив на Иберийском полуострове, массивы Южного Урала и других регионов. Хорошо изучены они в Альпийском поясе Европы, в Малой Азии и Гималаях. Океаническая кора в этих районах сформировалась или в узких рифтах, или в океане Тетис, и значительная часть ее погрузилась под литосферу континентов. В складчатых поясах по краям континентальных глыб сохранились лишь небольшие фрагменты коры океанов геологического прошлого.

Иной механизм образования покровов офиолитов характерен для окраин континентов, непосредственно граничащих с океанами. В течение мезозоя и кайнозоя он проявлялся на многих активных окраинах Тихого океана и Средиземноморья, в Омане, а в нижнем палеозое — по окраинам океана Япетус — в Ньюфаундленде и Норвегии.

Причины формирования таких структурных форм, по нашему мнению, обусловлены соотношением скоростей спрединга океанического дна и направления перемещений континентального массива относительно срединно-океанического хребта. При этом многочисленные примеры подтверждают, что сам процесс не зависит от размеров бассейна океанического типа, ибо покровы океанической коры обдуцированы на континентальную окраину как Тирренского моря и Аденского залива, так и Тихого океана.

Процессы активизации спрединга в срединно-океанических хребтах, вероятно, соответствовали эпохам интенсивных тектонических движений на континентах и обусловили целый ряд геологических явлений, характерных для этих эпох. На эти периоды падают регрессии моря, прекращение накопления карбонатных осадков в океанах, крупные климатические колебания, образование провинции вулканических плато и гор в центре Тихого океана и, наконец, перемещение крупных офиолитовых покровов на края континентов.

**ЗОНЕНШАЙН Л. П., КУЗЬМИН М. И., КОНОНОВ М. В.,  
ГОРОДНИЦКИЙ А. А.**

### РЕКОНСТРУКЦИИ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ В ФАНЕРОЗОЕ

Представляется серия реконструкций прежнего положения континентов и океанов с 520 млн. лет до современности. Реконструкции составлены: с 520 до 160 млн. лет — в интервале через 30 млн. лет, со 160 до 70 млн. лет — в интервале через 10 млн. лет, и за последние 70 млн.

лет — в интервале через 5 млн. лет. Для составления карт использованы: а) данные по кинематике плит; б) палеоклиматические материалы, касающиеся распространения комплексов — индикаторов климатических зон прошлого; в) палеомагнитные данные по главным континентам, а для мезозоя — кайнозоя — также для Тихого океана; г) геологические данные, показывающие распространение комплексов — индикаторов прошлых границ плит, в частности выявляющие прошлые зоны субдукции, где шло поглощение океанической коры, и швы, по которым произошло столкновение континентов; д) материалы по внутриплитовому магматизму, позволяющие наметить траектории прохождения плит над горячими точками. В результате впервые удалось построить карты в абсолютной системе отсчета по отношению к полюсам Земли. Примененная методика позволила оценить скорости перемещения континентов на земной сфере, они оказались равными в среднем 2—4 см/год; вместе с тем на среднем фоне выделяются два максимума скорости, относящиеся к интервалам 460—340 и 100—40 млн. лет, когда скорости движения континентов повышались до 6—8 см/год, и разделяющий их глубокий минимум между 170 и 100 млн. лет, когда скорость перемещения не превышала 2 см/год.

В начале палеозоя происходил распад позднедокембрийского суперконтинента с образованием океанов Япетус и Палеоазиатского. Одновременно с закрытием этих океанов возникло в среднем палеозое два новых: Уральский и Палеотетис. Сгруживание малых континентов в Пангею в конце палеозоя привело к закрытию всех океанов, кроме Тетиса. Раскол Пангеи привел к образованию современных океанов и постепенному замыканию Тетиса с образованием на его месте Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Выделяются два типа складчатых поясов: 1) внутриконтинентальные, возникшие на месте океанов такого типа, как Атлантический, располагавшихся между сравнительно недалеко разошедшимися континентами; примерами служат Уральский и Альпийско-Гималайский пояса, и 2) окраинно-континентальные, обращенные в сторону котловины Тихого океана или Панталасса, в них господствует аккреционная тектоника с множеством чужеродных комплексов; примером является мезозойско-кайнозойское северное обрамление Тихого океана и позднедокембрийско-палеозойский Центрально-Азиатский пояс. Эпохи замедленного движения материков совпадают с временем раскола суперконтинентов и образования молодых океанов, а эпохи быстрого движения — с распадом суперконтинентов и расширением океанов.

К Р О П О Т К И Н П. Н.

## ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ГОНДВАНЫ И ЕЕ РАСПАД

1. Палеозойский суперконтинент Гондвана, окончательно оформившийся в результате складчатости конца рифея — начала кембрия, охватывал платформенные блоки Флориды (Северная Америка), Южной Америки (с Мальдивскими островами), Африки, Аравии, о. Мадагаскар, Индостана, о. Шри-Ланка, Австралии (включая юг Новой Гвинеи и часть Новой Зеландии) и Антарктиды, а также те небольшие блоки, которые сейчас представляют собой микроконтиненты в Индийском и Атлантическом океанах. Общность геологического строения различных, ныне разобщенных частей Гондваны, была убедительно показана в работах А. Вегенера (1929), А. Дю-Тойта (1937), К. Беурлена (1954), Р. Маака (1960) и в многочисленных позднейших исследованиях.

2. Палеомагнитные исследования, обобщенные М. Мак-Элхинни (1973) и др., палеоклиматические и палеонтологические данные и детальное сопоставление контуров материкового склона ныне разобщенных континентов подтверждают все основные положения упомянутых

реконструкций. Имеется более 20 реконструкций Гондваны, различающихся в деталях. В одних реконструкциях восточное побережье Индостана примыкает к Антарктиде, в других — к Австралии; о. Мадагаскар в одних вариантах расположен у берегов Мозамбика, в других — у берегов Кении. Предлагается новый вариант реконструкции, наиболее соответствующий геологическим и палеомагнитным данным (модифицированная схема Смита и Халлама, 1970).

3. Распад суперконтинента Гондваны начался в юре (ранняя фаза образования Мексиканского залива и эмбриональной Атлантики между Флоридой и Северо-Западной Африкой, отделение Индо-Австрало-Антарктического блока от Африканско-Южно-Американского) и продолжался наиболее интенсивно в течение мела и кайнозоя. Имеются хорошо обоснованные реконструкции, которые иллюстрируют последовательные стадии образования Атлантического и Индийского океанов и Тасманова моря в течение этого времени.

3. Одновременно с распадом Гондваны происходил распад суперконтинента Лавразии в северном полушарии и образование впадин Северной Атлантики, Северного Ледовитого океана и окраинных морей восточной Азии. Увеличение поверхности земной коры компенсировалось в основном закрытием обширного океана Тетис и сокращением площади Тихого океана в связи с процессами субдукции и складчатостью в Альпийско-Гималайском и Тихоокеанском поясах. Палеомагнитные данные указывают также на некоторое расширение Земли (увеличение радиуса на 2—5%), которое соответствует приращению ее площади, эквивалентному 15—35% акватории новообразованных впадин с корой океанического типа.

4. В настоящее время основные процессы спрединга и раздвигания блоков земной коры связаны с зонами *срединно-океанических* хребтов. В конце палеозоя и начале мезозоя основная сеть раздвигов составляла *срединно-континентальную* систему разломов, расщеливавших Пангею по разным направлениям. Такую сеть разломов трудно связать с поднятием подкорковых течений и какими-либо ячейками конвекции. Скорее она указывает на растяжение коры в периоды общего увеличения размеров Земли, предполагаемые согласно пульсационной гипотезе В. Бэчера и В. А. Обручева.

5. Периферические зоны разобщенных блоков Гондваны имеют сложную структуру, выраженную в серии субпараллельных сбросов, грабенных и горстовых структур и связанную с накоплением мощных толщ осадочных (главным образом мел, кайнозой) и местами вулканогенных отложений. Все эти зоны весьма перспективны в отношении нефтегазоносности. Особенно перспективны те шельфы и низменности, где континентальная кора выклинивается и осадочные комплексы достигают мощности более 15 км (Нигерия, низменности Мозамбика и побережья Кении, шельф Индостана у г. Бомбей и др.).

· БОЖКО Н. А.

## ЗАЛОЖЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ

Подвижные пояса и системы позднего докембрия закладывались в процессе деструкции и переработки раннедокембрийской континентальной коры Пангеи, которая была кратонизирована неравномерно. Существовали области в пределах Гвианского, Регибатского, Балтийского, Австралийского и других щитов, где унаследованно с конца раннего протерозоя шло формирование кислой вулканоплутонической ассоциации, образование неглубоких грабенов, заполненных молассоидными толщами, основными, кислыми и средними эффузивами. Этот процесс продолжался до среднего рифея включительно.

Консолидированные области в позднем докембрии подвергались рифтогенезу различной интенсивности, что привело впоследствии к образованию следующих подвижных зон: 1) авлакогенов — замкнувшихся континентальных рифтов; 2) энсиалических и энсиматических внутриконтинентальных геосинклиналей, возникших соответственно из континентальных и красноморского типа рифтов, вовлеченных в погружения, гранитизацию, метаморфизм и деформации; 3) поясов негеосинклинальной тектоно-термальной переработки фундамента — областей расщепленного рифтинга и повышенной проницаемости коры; 4) окраинно-континентальных геосинклиналей (ортогеосинклиналей), развивавшихся на месте пассивных и активных окраин.

В раннем — среднем рифее господствовали внутриконтинентальные структуры (авлакогены Северной Америки, Европы, Азии; интракратонные геосинклинали — Кибарская, Енисейская, Байкальская, Мавритано-Сенегальская, Протоуральская и др.; зоны негеосинклинальной переработки — Эльсонская, Готская, Дальсландская, Намаквейская, Нимродская). Отмечается неравномерное проявление диастрофизма на уровне 1350 (Кибарская складчатость) и 1000 млн. лет (Гренвильская складчатость).

В раннем рифее намечается расчленение Пангеи. В области юго-восточной Азии формируется группа микроконтинентов, вокруг некоторых из них закладываются активные окраины с возрастом островодужных серий 1350 млн. лет. В среднем рифее раскрытие Прототетиса продвигается далее в западном направлении, достигая Аравийско-Нубийской области. Здесь у края Африканского кратона в островодужной обстановке начинает формироваться аккреционный комплекс, офиолитовые покровы, гранитоидные батолиты с возрастом около 1000 млн. лет. В тылу аравийских островных дуг на северной окраине Прототетиса в обстановке окраинного моря начинают накапливаться преимущественно терригенные рифейские толщи. В позднем рифее закладывается в основном современной структурный план мозаики кратонов и подвижных зон. Возникает новая генерация внутриконтинентальных рифтогенных структур (Протоаяпетус, зоны Алтае-Саянской области и Монголии, Хоггаро-Атакориды, Бразилиды, Дамариды, Катангиды, Прото-Южно-Атлантический пояс и др.). В некоторых из них на рубеже 800—700 млн. лет произошла фаза диастрофизма, соответствующая складчатости Янцзы, Луфилийской, Енисейской и др.

В позднем рифее завершается раскрытие Прототетиса за счет процессов океанообразования, распространявшихся с востока. На это указывают офиолитовые серии Антиатласа (около 800 млн. лет), миеосинклинальные комплексы Северной Америки и Северо-Западной Африки. Возникают два суперконтинента — Гондвана и Лавразия. К этой же эпохе относится заложение ленты пассивных окраин Прототихоокеанского пояса (Протоверхоянской, Восточно-Австралийской, Трансантарктической, Андской, Кордильерской), возникшей в результате рифтогенеза, охватившего периферию Пангеи.

В венде — кембрии проявляется различие в эволюции Гондваны и Лавразии. Вокруг Гондваны закладываются активные окраины андского типа, местами происходит формирование вулканоплутонических поясов (Трансантарктического, Антиатласского). Внутренние части суперконтинента охватываются интенсивной «панафриканской орогенцией», проявляющейся в виде складчатости в интракратонных геосинклиналях и негеосинклинальной переработке субстрата на огромных пространствах Мозамбикского, Ливийско-Нигерийского и других поясов. В Лавразии же в это время происходит распад суперконтинента, активное офиолитообразование, раскрытие Япетуса, Центральноазиатского океана. Преобладание общей геодинамической обстановки растяжения в это время объясняет практическое отсутствие «байкальской» складчатости в Лавразии, т. е. складчатости на рубеже кембрия и докембрия. В глобальном масштабе наблюдается картина, обратная мезозойской, — распад Лавразии и консолидация Гондваны. Именно зоны Лавразии



вместе с областями Прототетиса и Протопацифики продолжали активное тектоническое развитие в фанерозе, тогда как внутренняя часть Гондваны до ее распада оставалась стабильным мегакратоном.

Тектогенез позднего докембрия, таким образом, характеризуется сочетанием внутриплитных и окраинно-плитных процессов. В целом первые преобладали, однако в позднедокембрийской эволюции подвижных зон намечается четкая тенденция расширения пространства окраинно-континентальных поясов, развивавшихся впервые в стиле настоящей тектоники плит. Эта денденция продолжалась и в палеозое.

МИЛАНОВСКИЙ Е. Е.

## ОСНОВНЫЕ ТИПЫ СТРУКТУР КОНТИНЕНТОВ В НЕОГЕЕ

В качестве главных типов тектонических областей континентов, существовавших и развивавшихся на протяжении всего неогея, т. е. последней трети истории Земли, автор предлагает рассматривать **древние платформы, подвижные пояса**, а также впервые выделяемые **метаплатформенные области**, промежуточные между ними по своему структурному положению, характеру строения и развития. Области 1-го и 3-го типов целиком, а 2-го типа в основном (кроме, вероятно, ряда зон Тихоокеанского пояса) возникли в позднем протерозое на ранее образованной коре континентального типа в результате резко неравномерно проявившейся деструкции, т. е. процессов ее раздробления, горизонтально-растяжения и переработки. Области, где эти процессы в целом проявились наиболее слабо, обособились в качестве древних платформ, а там, где они были в целом наиболее интенсивными, — заложились подвижные пояса, разобщившие платформы или отделившие их от Тихоокеанской области (Тихоокеанский подвижный пояс). Внутри отдельных платформ, метаплатформенных областей и подвижных поясов деструкция также проявилась весьма неравномерно на их площади, обособив в каждой из этих областей относительно подвижные линейные зоны с наиболее раздробленной и растянутой корой и сочетающиеся с ними относительно «жесткие» блоки (массивы). В развитии каждой древней платформы, метаплатформенной области и подвижного пояса в течение неогея различается несколько главных этапов (мегаэтапов), осложняемых тектонической «циклическостью» различных порядков.

**На древних платформах** (кратонах) северной Лавразийской группы выделяются ранний, авлакогенный мегаэтап (рифей — ранний венд), главными типами тектонических элементов которого являются линейные грабенообразные впадины — авлакогены, структурно связанные и сопряженные в своем развитии с обрамлявшими эти платформы подвижными (в то время геосинклинальными) поясами, и разделявшие их приподнятые блоки — межавлакогенные массивы, и поздний, плитный мегаэтап (поздний венд — фанерозой), которому свойственны плиты, формировавшиеся над областями с широким развитием авлакогенов, и щиты. На отдельных стадиях плитного мегаэтапа авлакогены могут временно «оживать» в качестве линейных впадин, а позднее горсто- и валлообразных поднятий в чехле. Для большинства платформ южной, Гондванской группы (кроме Австралийской и, может быть, Антарктической) авлакогены мало характерны, но между этими платформами в рифее существовали метаплатформенные области (со свойственными им авлакогеосинклинальными прогибами), которые к концу позднего протерозоя спаялись с ними в единую гигантскую суперплатформу Гондвана. Второй, плитный мегаэтап, охватывающий палеозой — начало мезозоя, отличается на суперплатформе Гондвана менее широким развитием плитного чехла. Третий мегаэтап (мезозой — кайнозой) характеризуется распадом Гондваны на несколько крупных континентальных

тлыб, основу которых составляют древние платформы, обрамленные мезозойскими периконтинентальными и рассеченные мезозойскими же и частично кайнозойскими интракратонными рифтовыми зонами. В первой половине мегаэтапа почти все древние платформы последовательно охватывались мощным трапповым вулканизмом.

В развитии **подвижных поясов** различаются два главных мегаэтапа, сменявших друг друга одновременно в разных поясах, а также в разных областях одного и того же подвижного пояса.

Первый — *геосинклиальный мегаэтап*, характеризуемый очень высокой тектонической подвижностью и термальной активностью, обычно состоит из нескольких «циклов», начинающихся с возобновления деструкционных процессов (регенерации) и завершающихся деформациями сжатия, метаморфизмом и протоорогенезом, особенно интенсивным в конце последнего геосинклиального «цикла». Главными тектоническими элементами на этом мегаэтапе являются высокоподвижные линейные зоны — геосинклиальные прогибы разных типов (от мио- до эв- и талассогеосинклиальных) и сопряженные с ними геодантиклинали, а также сравнительно малоподвижные срединные массивы, в основном представляющие собой остаточные блоки, обособившиеся при заложении геосинклиального пояса.

На втором — *постгеосинклиальном мегаэтапе* тектоническая подвижность и тектонический режим подвижного пояса (или его значительной части) в целом существенно снижается, однако превосходит таковые древних платформ. Одни области эпигеосинклиального складчатого пояса (как правило, характеризующиеся широким развитием в их основании срединных массивов) вовлекаются в общее погружение, в целом более интенсивное и дифференцированное, чем на плитах древних платформ, и превращаются в молодые плиты. Другие испытывают общее относительно слабое воздымание и превращаются в выступы складчатого основания (иногда называемые «молодыми щитами»). Наконец, некоторые части последних периодически, в частности в конце мезозоя и главным образом в конце кайнозоя (т. е. одновременно с эпохами протоорогенеза), в тех областях подвижных поясов, где геосинклиальный процесс еще не завершился, испытывают тектоническую или тектоно-термальную активизацию и превращаются в зоны дейтероорогенеза, эпироорогенного рифтогенеза или вулканические пояса.

**Метаплатформенные области (МПО)**, по степени подвижности и структурным особенностям промежуточные между древними платформами и подвижными поясами, могут занимать различные позиции в тектоническом плане континентов, в частности следующие: 1) между двумя сближенными древними платформами (например, Ливийско-Нигерийская и Дамаро-Кибарская МПО между доверхнепротерозойскими кратонами Африки, а также, по-видимому, Восточно-Бразильская МПО); 2) между древними платформами и подвижными поясами, в том числе: 2а — в виде полосы, разделяющей кратон и подвижный пояс (например, Атласская МПО, между Средиземноморским поясом и Африканской платформой), 2б — близ выступающего угла кратона на участке сближения подвижных поясов (например, Североморская или Среднеевропейская МПО), 2в — в виде «шаткого моста», связывающего обращенные навстречу друг другу выступы двух кратонов между двумя подвижными поясами (например, Южно-Туранская МПО — «мост» между Восточно-Европейской и Китайской платформами, разделяющий Урало-Монгольский и Средиземноморский пояса). 3. Между Лавразийскими платформами и впадиной Арктического океана (Печоро-Баренцевская, Таймыро-Северо-Земельская, Иннуитско-Свердрупская МПО). 4. На продолжении подвижного пояса, где он вырождается (Карско-Западно-Сибирская МПО) или внутри его (?) (например, Северо-Монгольская, Ирано-Афганская МПО).

В развитии МПО различаются два главных мегаэтапа. Ранний, *собственно метаплатформенный, мегаэтап* соответствует авлакогенному мегаэтапу развития кратонов и геосинклиальному — подвижных поясов.

На этом мегаэтапе главными типами тектонических элементов МПО являются подвижные линейные *авлакогеосинклинальные зоны* (структуры, родственные авлакогенам и геосинклинальным прогибам и промежуточные между ними по своей природе) и *метаплатформенные массивы* с докембрийским (достоверно или предположительно добайкальским) фундаментом (аналоги межавлакогенных поднятий на кратонах и срединных массивов в подвижных поясах). Авлакогеосинклинальные зоны закладываются в условиях растяжения между кратонами и метаплатформенными массивами или между последними, нередко ответвляясь от соседних геосинклинальных поясов. Они представляют узкие, но протяженные и глубокие грабенообразные депрессии, которые на завершающей стадии развития подвергаются линейной складчатости, иногда слабому метаморфизму, небольшим магматическим инъекциям и пр. Эти процессы совпадают с завершением геосинклинальных «циклов» в подвижных поясах, например байкальского (Тиманская, Енисейская зоны), каледонского (Байкало-Патомская зона), герцинского (Донецкая зона).

На позднем мегаэтапе развития МПО, который может сопоставляться с плитным мегаэтапом на кратонах и постгеосинклинальным — в подвижных поясах, тектоническая подвижность авлакогеосинклинальных, теперь уже складчатых зон сильно снижается (хотя они и могут временами проявлять повышенную активность подобно авлакогенам на плитном мегаэтапе развития платформ). Подобно подвижным поясам они, или значительные их части, либо вовлекаются в общее опускание, превращаясь в молодую плиту либо в часть молодой плиты, общей с соседним подвижным поясом или поясами (Туранская плита *s-l*), либо испытывают поднятие (например, Байкало-Витимская МПО). В целом опускания более свойственны метаплатформенным массивам, воздымания — авлакогеосинклинальным складчатым зонам. Некоторые МПО (главным образом, авлакогеосинклинальные) временами могут подвергаться тектоно-термальной активизации, и в частности становиться ареной континентального рифтогенеза.

ГАРЕЦКИЙ Р. Г., ШЛЕЗИНГЕР А. Е., ЯНШИН А. Л.

## ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР НЕОГЕЯ

Платформы являются крупными составными частями литосферных плит. С ними связан достаточно сложный парагенез тектонических элементов. Для нижних возрастных уровней чехла платформ характерны доплитные (ранние) линейные протяженные авлакогены на древних платформах и тафрогены на молодых, а также линейные прогибы, грабены, синклинали и изометричные впадины, мульды. Доплитные авлакогены и тафрогены имеют рифтовую природу. Они отличаются утоненной консолидированной корой, образованной физико-петрологическими процессами или механическим раздвигом. В первом случае рифтовые структуры созданы в основном вертикальными движениями, во втором — горизонтальными. Известны и плитные (поздние) авлакогены и мезозойско-кайнозойские рифты.

По периферии древних и молодых платформ распространены соответственно перикратонные и периплатформенные зоны или системы прогибов, тесно связанные с развитием смежных геосинклинальных областей. Первые иногда включают окраинные синеклизы типа Балтийской, Виллюйской и др. Вертикальные тектонические движения, охватывающие обширные пространства, создают на платформах щиты и плиты. Первые из них осложнены частными отрицательными структурами типа синеклиз, впадин, мульд, прогибов, грабенов, синклиналей. Дифференцированные нисходящие вертикальные движения внутри плит создают,

с одной стороны, поднятия типа антеклиз, сводов, выступов, а с другой— синеклизы, впадины и прогибы. Их величины обуславливают амплитуды структур. Блоковые, чаще всего постседиментационные вертикальные движения формируют линейные положительные структуры типа валов. Для молодых платформ характерны унаследованные от складчатого фундамента вертикальные тектонические движения, которые образуют одноименные дислокации — одиночные мегантиклинали и мегасинклинали или их системы. Вдоль зон разломов иногда возникают сдвиговые напряжения, которые приводят к формированию линейных оперяющих складок, т. е. структур, созданных горизонтальными тектоническими движениями. В строении чехла платформ они играют второстепенную роль. Вещественный состав платформенного чехла определяет распространение соляных и глиняных диапиров, биогерм и других структур.

Участки платформ, вовлекаемые в быстрое погружение, превращаются в структуры лабигенного класса, большая часть которых представляет глубоководные бассейны. Особенно они характерны для кайнозойского времени. На границе платформ и океанов распространены периокеанические бассейны. В позднем кайнозое значительная часть их площади была опущена и вошла в состав дна современного океана.

Существует определенная эволюция структур как от древних платформ к молодым, так и от доплитных к плитным этапам развития тех и других.

## РЕШЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ «ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ КОНТИНЕНТОВ В НЕОГЕЕ» \*

Изучение истории формирования структуры земной коры за последние 1,5 млрд. лет имеет первостепенное значение как для общих теоретических построений, так и для практических целей — выяснения основных закономерностей образования и размещения полезных ископаемых. Именно для этого последнего периода длительной истории Земли мы располагаем наиболее достоверными сведениями о тектонических процессах и сопровождавшем их образовании месторождений полезных ископаемых.

Совещание показало, что советскими учеными достигнуты большие успехи в изучении тектоники современных континентов в течение неогена. Уточнение и разработка стратиграфических схем отдельных регионов, а также выяснение современного внутреннего строения складчатых систем при детальном картировании позволили существенно пересмотреть историю развития складчатых поясов неогена и подавляющему большинству исследователей прийти к выводу о большой роли горизонтальных движений в процессе их формирования. С этой точки зрения процесс аккреции (приращения) континентальных блоков земной коры происходит в результате крупных горизонтальных перемещений огромных масс земной коры и верхней мантии, которые сопровождаются расслаиванием литосферы на разных уровнях. Совещание показало, что изучение истории формирования структуры континентов в настоящее время должно осуществляться путем комплексных исследований, включающих регионально-геологические, геофизические, петролого-геохимические, в том числе изотопные, палеобиогеографические, палеоклиматические, палеокинематические и палеомагнитные методы. Особо следует подчеркнуть необходимость дальнейшего развития физических методов исследований в тектонике и создания для них современной материальной базы (приборов, оборудования и т. д.). Комплексные исследования требуют организации коллективов, включающих ученых разных ведомств и разных специальностей. Особое значение приобретает сотрудничество тектоников с геофизиками, литологами, палеонтологами, стратиграфами, петрологами, геохимиками, нефтяниками и металлогенистами.

Совещание отмечает необходимость дальнейшего развития сравнительно-тектонических и региональных тектонических исследований и детального геологического картирования сложных складчато-покровных сооружений, что должно служить основой для дальнейшего развития общих структурных построений.

К числу проблем общего значения для понимания закономерностей формирования структуры континентов в неогее относятся: начальные этапы заложения подвижных поясов; современное понимание геосинклиналей и геосинклинального процесса; проблема палеоокеанов и современных океанов; масштаб и кинематика горизонтальных перемещений при формировании важнейших типов структур земной коры; горизонтальная расслоенность литосферы; соотношение горизонтальных и вертикальных тектонических движений; геоблоковая делимость земной коры; современная тектоническая активность Земли; офиолиты, их соотношение с корой современных океанов, условия образования и закономерности тектонического становления; временная корреляция структурообра-

\* Москва, 28—31 января 1985 г.

зующих процессов; проблема эпох и фаз тектогенеза; корреляция основных событий в океанах и на континентах; соотношение и особенности деструкции и аккреции; направленность и цикличность в развитии земной коры и тектоносферы в целом; проблема возможного расширения или сжатия Земли и пульсаций ее объема; причины, механизм и факторы рифтообразования; механизм становления складчато-покровных сооружений, роль метаморфизма и магматизма в этом процессе.

Большую роль в решении ряда поставленных задач должно сыграть сверхглубокое континентальное бурение и сейсмическое профилирование методом МОВ—ОГТ.

Совещание отмечает необходимость органического объединения геологии континентов и океанов в области стратиграфии, литолого-формационного изучения вещественных комплексов пород, магматизма, метаморфизма, структурного анализа. Сравнение закономерностей развития континентальной и океанской частей земного шара и взаимопропонижение знаний этих двух главных типов геоструктурных областей открывает широкие перспективы для получения новых и важных тектонических выводов.

В связи с предстоящим празднованием 70-летия Великой Октябрьской социалистической революции совещание считает необходимым обратить внимание научной общественности и геологических учреждений на своевременность создания высококвалифицированных синтезов по тектоническому строению всей территории СССР и отдельных ее естественных регионов.

Учитывая большую важность структурно-геологических данных для тектонических построений, совещание обращает внимание на необходимость расширения детальных исследований тектонических деформаций, причем особое значение следует придать количественным оценкам величины деформаций; соответствующие методы в настоящее время разработаны довольно хорошо, однако внедрение их в практику геологических исследований еще недостаточно.

Совещание придает большое значение исследованиям глубинных неоднородностей в коре и мантии Земли, природы сейсмических границ и выяснению их тектонического значения. В этой связи необходимо упрочить взаимосвязи геологов с геофизиками. Знание структуры глубоких частей земной коры важно и с практической точки зрения в связи с углублением поисковых и эксплуатационных горных выработок.

Совещание считает крайне важным развивать и уточнять тектоническую терминологию и в связи с этим считает необходимым поручить комиссии по тектонической терминологии при Междуведомственном тектоническом комитете в ближайшие годы дать обзор предложенных в последние годы тектонических терминов и разработать рекомендации в этой области.

Весьма актуальным представляется вопрос о сходстве и различиях формационных комплексов неогей, встречаемых на континентах, с их гомологами из области современных океанов и их окраин. В этой связи совещание рекомендует комиссии по формациям МТК продолжить практику организации совещаний на соответствующую тему с широким привлечением тектонистов, литологов, палеонтологов и специалистов других специальностей.

Совещание полагает необходимым включить в планы тектонических исследований на 12-ю пятилетку рекомендованной бюро Междуведомственного тектонического комитета проблемы: «Структуры континентов, океанов и переходных зон, их развитие и происхождение; тектонические закономерности размещения полезных ископаемых».

Совещание считает необходимым издать сборник прочитанных докладов.

УДК 551.242(436)

ЛЕОНОВ Ю. Г.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АВСТРИИ \*

В геологической литературе Австрии почетное место принадлежит трем капитальным сводкам, подводящим итоги главным этапам геологического изучения страны. Это коллективная работа «Строение и виды Австрии» («Bau und Bild Österreichs») [2], книга Л. Кобера «Геологическое строение Австрии» («Geologischen Aufbau Österreichs») [5] и два издания — 1942 и 1951 гг. — книги Ф. Шаффера «Геология Австрии» («Geologie der Ostmark»). Рецензируемая книга — «Der Geologische Aufbau Österreichs» («Геологическое строение Австрии»), созданная коллективом авторов в основном из числа сотрудников Геологической службы Австрии и опубликованная издательством Springer-Verlag в 1980 г. под редакцией Р. Оберхаузера (R. Oberhauser), без сомнения, займет достойное место в ряду этих классических работ; книга интересна, обобщает огромный современный материал, обстоятельна, с большим количеством иллюстраций (164 рисунка), хорошо издана. В ее составлении принимал участие большой коллектив авторов, среди которых имена видных австрийских геологов, как, например, П. Бек-Маннагета, (P. Beck-Mannageta), Г. Фукс (G. Fuchs), В. Фукс (W. Fuchs), Р. Оберхаузер (R. Oberhauser), Б. Плехингер (B. Plöchingner), З. Прей (S. Prey) и много других известных знатоков альпийской геологии; многие из них известны и по работам в других районах земного шара со сложным геологическим строением — Т. Гаттингер (T. E. Gattinger), Г. Фукс (G. Fuchs), О. Тиле (O. Thiele) и др.

Австрийские, или Восточные Альпы, занимающие большую часть территории Австрии, по сложности строения не уступают другим наиболее сложно построенным частям Альпийского сооружения. Это связано не только с большими тектоническими перекрытиями и развитием здесь почти всех комплексов альпийских покровов, но также с интенсивной метаморфической переработкой доальпийских и альпийских комплексов. 30 лет, истекшие со времени выхода в свет второго издания книги Ф. Шаффера, были временем интенсивных исследований, принесших принципиально новые материалы по тектонике, стратиграфии, палеонтологии. Это обусловило заметный скачок в понимании строения и истории становления как отдельных участков, так и всего ансамбля Австрийских Альп, включая внутренние и периферические молассовые впадины. Особенно большую роль при этом сыграли, кроме проведения детальных работ вообще, успехи изотопного датирования вместе с тщательным анализом истории метаморфизма, а для впадин и внешних тектонических зон Альп — данные бурения с отдельными скважинами, проникающими до глубины порядка 5 км. Все эти материалы, до этого разбросанные в отдельных статьях и частных работах, суммированы в рассматриваемой книге. Что касается интерпретации данных, то здесь, по словам научного редактора книги Р. Оберхаузера, значение имели общие успехи теоретической геотектоники, формирование новых концепций и особенно успехи в изучении геологии океанов и развитие теории тектоники плит. Именно эта теория взята им на вооружение при объяснении истории формирования Альпийского сооружения.

Компоновка книги следующая: главы, в которых описываются общие черты строения и история формирования Австрийских Альп в целом (около 120 с.); последовательное детальное региональное описание отдельных тектонических единиц Австрийских Альп, молассовых впадин и форланда (юг Богемского массива) (около 400 с.); прикладные аспекты геологии — сейсмичность и сейсмотектоника, минеральное сырье и энергетические ресурсы (руды металлов, промышленные и строительные материалы, уголь, торф, нефть и природный газ, геотермальная энергия), гидрогеология (всего 100 с.); своеобразная глава справочного характера с информацией о разных формах геологической документации и о геологических учреждениях Австрии — институтах, музеях, коллекциях, сведениях о периодических изданиях, указателях геологических карт. И, наконец, — очень полная библиография (около 2400 названий) и предметный и географический указатели. В книге помещена схематическая геологическая карта Австрии и смежных площадей м-ба 1 : 1 500 000. Гораздо более детальные карты и другие виды графики сопровождают при этом описание всех рассматриваемых в региональной части тектонических элементов.

Одной из сложных, но вместе с тем очень важных для понимания геологии Австрийских Альп проблем является проблема пород доальпийского основания — их возраст, критерии отделения от метаморфизованных альпийских пород, расчленение, участие в альпийских тектонических покровах. Этим вопросам в книге — в общей и региональной частях — уделено достаточно внимания; синтез доальпийской истории написан С. Шарбертом (S. Scharbert) и Г.-П. Шёнлаубом (H.-P. Schönlaub). Не все

\* Der geologische Aufbau Österreichs. Hrsg. von der Geologischen Bundesanstalt/Wissenschaftliche Redaktion R. Oberhauser. Wien — New York: Springer-Verlag, 1980. 701 p.

вопросы, конечно, разрешены, но приведенный в книге материал проясняет очень многое, так что она является серьезным шагом вперед в этом отношении. К комплексу основания (Grundgebirge) относятся породы раннего возраста, залегающие ниже пород верхнего карбона — перми. В комплексе основания выделяют три группы образований: доварисский комплекс кристаллических пород, доварисские и варисские интрузии, нижне- и среднепалеозойские осадочные и вулканические породы. Большим успехом следует считать при этом отделение прогрессивного метаморфизованных нижне- и среднепалеозойских осадочных серий от подстилающих их более древних кристаллических комплексов.

Для пород основания устанавливается сложная тектоническая и термальная история, во многих случаях с полифазным метаморфическим преобразованием, что, как известно, характерно для древних комплексов и других районов Альп. Наиболее отчетливо в этой истории выделяются следующие рубежи: а) события на уровне 1500 млн. лет, возможно до 2000—2300 млн. лет; примечательно, что эти цифры согласуются с цифрами по Богемскому массиву и Сильветте; б) около 500 млн. лет; в) каледонские события с метаморфизмом на уровне 440—410 млн. лет; г) варисские события.

Описание альпийской истории и структуры дано на базе достаточно устоявшейся к настоящему времени схемы тектонического районирования Восточных Альп, главные элементы которой соответствуют крупным аллохтонным единицам — комплексам покровов. От нижних к верхним это: 1) пеннинские элементы, обнажающиеся в давно и хорошо известных окнах Гаргеллен, Энгадин и Тауэрн и лишь недавно обнаруженном окне Рехнитц у границы с Венской впадиной; 2) гельветские покровы и Реноданубский флиш, слагающие северную краевую зону альпийского сооружения; 3) комплекс Восточноальпийских покровов. Именно расчленение последних вызывает наибольшие разногласия: классическая точка зрения о двучленном их строении (с выделением нижних — гризонида и верхних Восточноальпийских покровов) уже долгие время конкурирует со схемой А. Толлманна, включающей три элемента — нижние, средние (главная масса кристаллических пород центральной зоны Восточных Альп) и верхние; последние представлены палеозойскими комплексами гравакковой зоны и зоной Северных Известняковых Альп. Обобщенный в книге материал позволяет, как мне кажется, принять скорее схему А. Толлманна о существовании трех самостоятельных единиц, хотя и сейчас ее принимают не все австрийские геологи, в том числе не все авторы рассматриваемой книги.

На фоне непрерывного совершенствования модели аллохтонного в своей основе покровного строения Восточных Альп некоторое время назад развивались и альтернативные представления об их существовании автохтонной природе; такого рода взгляды высказывались и в советской литературе [1]. Сейчас представления об автохтонности Восточных Альп в основном оставлены. По мере накопления данных покровная модель получала все больше подтверждений, и можно, пожалуй, сказать, что в последние десятилетия ее позиции, как это убедительно показано в книге, стали непоколебимыми (если говорить, конечно, об ее принципиальной основе, не касаясь многочисленных спорных или просто неясных региональных особенностей). Кроме геологических наблюдений на поверхности этому в немалой степени способствовали данные геофизических исследований и особенно бурения, однозначно доказавшие наличие крупных тектонических перемещений: перекрытие покровов Реноданубского флиша и гельветских элементов пластиной Северных Известняковых Альп и надвигания в свою очередь обоих этих элементов на преальпийскую молассу на расстоянии не менее нескольких десятков километров. Рассматриваемый в книге материал не вызывает также сомнений в тектоническом налегании пакета Восточноальпийских покровов на пеннинские комплексы в районе окна Тауэрн, как, по-видимому, и в остальных перечисленных выше окнах. Не без оснований также, хотя окончательно доказанным это считать нельзя, породы гнейсового ядра Тауэрна идентифицируются с кристаллическим основанием Европейской платформы (южное продолжение Богемского массива) — предположение, влекущее за собой вывод о соответствующих размерах тектонического перекрытия альпийскими покровами края платформы.

В истории альпийского цикла развития Австрийских Альп авторы различают три главных этапа: раннеальпийский (Frühalpidikum) (от позднего карбона — перми до неогена), древнеальпийский (Altalpidikum) (от среднего мела до границы эоцена и олигоцена) и позднеальпийский (Jungalpidikum) (начиная с олигоцена). Это деление традиционно, но сейчас — и это хорошо показано в книге — появилось возможность гораздо полнее, чем раньше, охарактеризовать отложения, структурно-фациальную зональность и палеотектоническую обстановку всех интервалов времени, дать палинспатические реконструкции и проследить процесс формирования структуры.

Здесь можно было бы отметить многое. В частности, весьма интересны, на мой взгляд, материалы по геологии палеогеновых и неогеновых пород (моласса и переходные от флиша к молассе толщи) и истории движений эпохи их накопления. Авторы соответствующих глав (З. Прей, В. Фукс) опираются на прежний опыт изучения этих отложений [4], но многое здесь стало возможным опять-таки благодаря буровым скважинам, вскрывающим всю толщу молассы и, главное; те ее части, которые погребены под надвинутыми на них покровами флиша и Северных Известняковых Альп и которые принадлежат, вероятно, самым южным и наиболее ранним зонам внешнего молассового прогиба Альп. Помещенная в книге стройная схема развития молассового прогиба со скачкообразной миграцией области погружения и осадконакопления к северу за счет последовательного — в виде дискретных импульсов — надвигания Альп на форланд и соответствующая ей классификация моласс была разработана В. Фуксом несколько раньше [4] на более широком материале всей внешней полосы Альп на



территории Швейцарии, ФРГ и Австрии. Указанные импульсы интерпретируются как тектонические фазы, начиная от иллерийской (перед прибором), далее пиренейской, гельветской, ранне- и поздне-савской и т. д. Предложенная им схема по существу представляется вполне обоснованной, однако с терминологической точки зрения неубедительным кажется отнесение к молассе (хотя и к особой ее категории — древней внутренней молассе) некоторых доолигоценовых толщ, имеющих скорее флишевый характер; а главное только в олигоценовых (латторф — рюпель) отложениях, в так называемых слоях дойтенхаузен впервые появляется обломочный материал южного — альпийского происхождения, свидетельствующий о начале орогенного воздымания Альп.

Интересными, но вместе с тем и более спорными, являются палинспастические реконструкции, хотя, как я уже подчеркивал, сам факт аллохтонного залегания альпийских комплексов вряд ли может подвергаться сомнению. В этом отношении весьма проблематичным, как и раньше, остается вопрос о корневой зоне покровов Ренодла-нубского флиша.

Как и для остальной части Альп, формирование альпийского сооружения связывается с отдельными тектоническими фазами. Наиболее существенными из них являются предгозаусская (поздний мел), затем пиренейская (конец эоцена), и затем серия фаз в конце палеогена, неогене и квартере. С первыми двумя фазами было связано также главное проявление альпийского метаморфизма. Признавая обоснованность выделения фаз, следует вместе с тем заметить, что в последние годы при проведении детальных работ по некоторым пересечениям выяснилась более сложная, чем казалось раньше, история такого рода импульсов. Оказалось, что каждый из них состоит из ряда эпизодов деформации, метаморфизма и гранитообразования. Эти заключения получены в основном на материале более западных районов Альп [3, 6], но можно думать, что аналогичные соотношения будут со временем обнаружены и на территории Австрии.

### Литература

1. Белоусов В. В., Гзовский М. В., Горячев А. В. О структуре Восточных Альп в связи с некоторыми общими тектоническими представлениями.— Бюл. МОИП, Отдел геол., 1951, т. 26, № 2, с. 5—19.
2. Bau und Bild Österreichs. Wien, 1903, 312 S.
3. Frey M., Bucher K., Frank E., Mullis J. Alpine metamorphism along the Geotraverse Basel — Chiasso — a review.— *Eclogae geol. Helv.*, 1980, v. 73, № 2, p. 527—546.
4. Fuchs W. Bedenken zur Tektogenese der nordlichen Molasse zwischen Rhone und March.— *Jahrb. Geol. Bundesanstalt*, 1976, Bd. 119, H. 2, S. 207—249.
5. Kober L. Der geologische Aufbau Österreichs.— Wien, 1938, 382 S.
6. Milnes A. G., Pfiffner O. A. Tectonic evolution of the Central Alps in the cross-section St. Gallen — Como.— *Eclogae geol. Helv.*, 1980, v. 73, № 2, p. 619—633.
7. Schaffer F. X. Geologie von Österreich. 2 Aufl. Wien, 1951.

Геологический институт  
АН СССР

Поступила в редакцию  
6.XII.1983

**Редакционная коллегия:**

Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

Ответственный секретарь М. С. МАРКОВ

В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,  
П. Н. КРОПОТКИН, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, А. А. МОССАКОВСКИЙ,  
А. В. ПЕЙВЕ, В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС

**Адрес редакции**

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР

Телефон 230-81-77

Зав. редакцией Б. Д. Гриль

Технический редактор Т. М. Кроткова

---

Сдано в набор 07.04.85    Подписано к печати 21.04.85    Т-00861    Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>  
Высокая печать    Усл. печ. л. 9,8+1 вкл.    Усл. кр.-отг. 17,2 тыс.    Уч.-изд. листов 11,0    Бум. л. 3,5  
Тираж 1693 экз.    Зак. 4371

---

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,  
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6

В 485  
ВОЛГИНА Д 13-72  
КУРЧАВОВУ А М  
70228

Цена 1 р. 40 к.  
Индекс 70228

## В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»

имеются в продаже:

**ГЕОЛОГИЯ И МАГМАТИЗМ МОНГОЛИИ.** (Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской экспедиции. Вып. 30). 1979. 235 с. 4 р. 10 к.

В этом выпуске трудов подведены итоги 10-летних геологических и палеонтологических работ советских и монгольских ученых на территории МНР. Впервые публикуются карта магматических формаций МНР и объяснительная записка к ней. Рассматриваются важнейшие аспекты становления континентальной коры в различных структурно-формационных зонах МНР, роль магматизма, характерные черты металлогении. На основе закономерностей размещения магматических формаций на территории МНР рассмотрены перспективы поисков месторождений эндогенных полезных ископаемых.

Книга рассчитана на геологов, стратиграфов, тектонистов.

**ТЕОРИЯ И АНАЛИЗ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ.** 1979. 191 с. 2 р. 50 к.

Сборник посвящен применению современных математических методов и ЭВМ к решению задач сейсмологии и смежных дисциплин. Описаны результаты поиска предвестников землетрясений и опытного долгосрочного прогноза в нескольких регионах. Продолжен цикл работ по применению алгоритмов распознавания к выявлению мест, где возможны сильные землетрясения. Определяется строение Земли по объемным и поверхностным волнам, проводится расчет теоретических сейсмограмм.

Работа представляет интерес для специалистов в области глобальной и региональной сейсмологии, геотектоники, автоматизации геофизических наблюдений и сейсморазведки.

**ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ «КНИГА — ПОЧТОЙ» «АКАДЕМКНИГА»:**

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»