

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

2

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА·1980

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАРТ — АПРЕЛЬ

МОСКВА

№ 2, 1980

СОДЕРЖАНИЕ

Пушаровский Ю. М., Козлов В. В., Мазарович А. О., Сулиди-Кондратьев Е. Д. Системы разломов в Тихом океане	3
Удинцев Г. Б., Берснев А. Ф., Гордин В. М. Структурная неоднородность дна океанов и проблема границы океан — континент	13
Соловьева И. А. Морфологические особенности и глубинное строение срединно-океанических хребтов в связи с историей их развития	27
Кучай В. К., Вэссон Р. Л. Фиксированные горячие зоны, типы орогенеза и кайнозойская тектоника Запада США	49
Мстиславский М. М., Мезенцев А. М., Олофинский Л. Н. Тектоническое районирование доюрского основания Мангышлакской зоны поднятий	63
Беспалов В. Ф. Система тектонических покровов Казахстана	78
Ван Дык Тьонг. Тектоника Северного Вьетнама	95
Середа Л. И. Системы глубинных разломов на Северо-Востоке СССР	107

Хроника

Международный офиолитовый симпозиум (V полевая офиолитовая конференция. Никозия, Кипр, 1—8 апреля 1979 г.)	124
--	-----

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

MARCH — APRIL

MOSCOW

№ 2, 1980

CONTENTS

Pushcharovsky Yu. M., Kozlov V. V., Mazarovich A. O., Sulidi-Kondratiev E. D. Systems of faults in the Pacific Ocean	3
Udintsev G. B., Beresnev A. F., Gordin V. M. Structural heterogeneity of the oceanic bottom and problem of the ocean-continent boundary	13
Solovieva I. A. Morphological peculiarities and deep structure of the mid-oceanic ridges relative to the history of their development	27
Kuchai V. K., Vesson R. L. Fixed hot zones, types of orogenesis and Cenozoic tec- tonics of the U. S. A. West	49
Mstislavsky M. M., Mezentsev A. M., Olofinsky L. N. Tectonic zonation of the Pre- Jurassic basement of the Mangyshlak uplift zone	63
Bespalov V. F. Tectonic nappe system of Kazakhstan	78
Van Dyk T'young. Tectonics of North Viet-Nam	95
Sereda L. I. Systems of deep faults in the USSR North-East	107

Chronicles

International Ophiolitic Symposium (V field ophiolitic conference. Nicosia, Cyprus, April 1—8, 1979)	124
---	-----

УДК 551.243 (265/266)

Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ, В. В. КОЗЛОВ, А. О. МАЗАРОВИЧ,
Е. Д. СУЛИДИ-КОНДРАТЬЕВ

СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ В ТИХОМ ОКЕАНЕ

В Тихом океане различается несколько разломных систем. Система гигантских субширотных разломов занимает северо-восточную часть океанского дна. Морфология и геодинамические особенности таких разломов позволяют связывать их образование с движением литосферных масс Тихого океана в восточном направлении. Другая система — трансформные разломы в смысле Уилсона, на которые наложился крупнейшие разломы, пересекающие Восточно-Тихоокеанское поднятие. Хронологически и пространственно трансформные разломы тесно связаны с разломами третьей системы — рифтообразующими, приуроченными к гребневой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия. Четвертая система включает глубинные разломы (зоны проницаемости) протяженных линейных вулканических хребтов. Пятая система разломов свойственна современному геосинклинальному поясу запада Тихого океана; они подчинены общему простиранию Тихоокеанского кольца. В совокупности эти системы разломов свидетельствуют о сложной картине тектонических напряжений и движений в различных районах дна Тихого океана. Однако регионально-тектонические соотношения показывают, что в целом имеет место общая восточная тенденция движения масс по крайней мере верхних частей литосферы океанского дна.

В Тихом океане существует большое число крупнейших разломных зон, которые в своей массе обычно именуются трансформными.

Теория трансформных разломов к настоящему времени разработана весьма многосторонне и глубоко. Как известно, ее автором является Дж. Уилсон (Wilson, 1965). Вряд ли нужно излагать здесь существо этой теории, поскольку лишь несколько лет назад была издана книга «Новая глобальная тектоника» (1974), где содержится полный русский перевод статьи Уилсона. Важно только подчеркнуть ту мысль, что «...трансформные разломы не могут существовать без перемещения коры и их наличие является мощным аргументом в пользу дрейфа континентов» (Новая глобальная тектоника, стр. 61).

Для развития теории трансформных разломов много сделал Л. Сайкс (Sykes, 1967), занимавшийся, в частности, анализом связанной с ними сейсмичности.

В 1978 г. в Лондонском геологическом обществе состоялось специальное научное заседание по проблеме «Океанические и континентальные трансформные разломы» (Oceanic and continental..., 1979). Руководитель заседания Б. Уиндли дал определение трансформным разломам, которое мы приведем как наиболее новое. «Трансформы — это разломы, — пишет Уиндли, — вдоль которых две плиты движутся одна относительно другой путем простого смещения (shear) без соиздания или разрушения литосферы» (Oceanic and continental..., 1979, стр. 267). Это весьма широкое определение, в которое могут вписаться различные явления.

Мы не ставим своей задачей развивать или, наоборот, опровергать теорию трансформных разломов. В настоящее время накопился довольно значительный материал по батиметрии дна Тихого океана и морфологии отдельных океанических разломных зон или их фрагментов, и мы попытаемся его обобщить. Именно в этом заключается основная цель предлагаемой статьи.

Использованные работы частью будут цитироваться в тексте, но кроме них важное значение для нас имел ряд других публикаций (Гершанович и др., 1977; Менард, 1966; Милашин, 1977; Соловьева, 1976; Удинцев, 1972; Andrews, 1971; Dott, 1979; Heezen, Tharp, 1977; Malahoff, Handschumacher, 1971; Menard, 1955; Menard, Dietz, 1952; Smith, Menard, 1965; Vanney, Johnson, 1976).

Обрабатывая имеющиеся материалы, авторы составили карту разломов Тихого океана, воспроизведенную на рис. 1. Особенно основательно при этом были использованы сравнительно крупномасштабные батиметрические карты: американские (Topography of the North Pacific, 1977; Topography of the South Pacific, 1975) и советская (Мировой океан, 1977). В отношении использования в тех же целях американских карт у нас есть предшественники (Moody et al., 1976).

Знакомство с данными глобоководного бурения показало, что они из-за специфики океанского осадконакопления (однотипность седиментогенеза на огромных площадях, сглаживание осадками тектонических смещений, действие размывающих осадки течений) пока мало способствуют изучению разломных структур. Помимо того число буровых скважин, если иметь в виду огромную площадь океанского дна, невелико.

Хотя разломные зоны разбросаны по всей площади дна Тихого океана, главная их масса сосредоточена в его восточной половине. Это, однако, совершенно не означает, что разломы западной половины менее интересны и важны для геодинамических построений, и это следует подчеркнуть.

Разломные зоны Тихого океана группируются в несколько естественных систем. Одна из них занимает северо-восточный квадрант океанского ложа и включает субширотные разломы-гиганты, такие, как Мендосино, Меррей, Молокаи и др. Эта система отчетливо выделяется на карте по особенностям ее тектонического рисунка.

Субширотные разломы-гиганты обладают большой протяженностью (3—4 тысячи километров) и сложным строением. На востоке, у континентального шельфа, разломные зоны сужаются, а на западе, в центральных районах океана, они расщепляются и в конце концов исчезают. В первоначальном описании ширина разломных зон на западных окончаниях указывалась равной нескольким десяткам миль (до 100 миль). В действительности в участках растяжения, которые не сразу выявились, она может быть значительно больше. Такие участки представляют собой районы угасания разрывных систем, приуроченных к разграничительной зоне совершенно различных полей напряжений в океанском ложе — северо-восточного и северо-западного.

Описываемые разломные зоны состоят из сочетания весьма различных по характеру структурных форм. Среди них выделяются узкие протяженные впадины, гребни, гряды, уступы, иногда упоминаются хребты. Длина структурных форм достигает сотен километров. Уступ в средней части разломной зоны Мендосино простирается даже на 1000 км.

Упомянутые формы могут сменять друг друга по простиранию самым различным образом, но все же можно сказать, что уступы и хребты больше тяготеют к восточным отрезкам, а узкие впадины — к западным. Высота уступов может достигать 2—2,5 км, а крутизна до 30°, что свидетельствует об очень значительном проявлении вертикальных движений. Что касается впадин, то вся их морфология свидетельствует об образований в условиях растяжения. Нельзя себе представить, чтобы столь огромные разломные зоны на всем их протяжении образовались одновременно. Должны быть более молодые и более древние отрезки. Западные отрезки, где разломные зоны расщепляются и гаснут, должны быть более молодыми по сравнению с восточными. Это заключение противоположно построениям плитовой тектоники, но такова логика морфологического анализа.

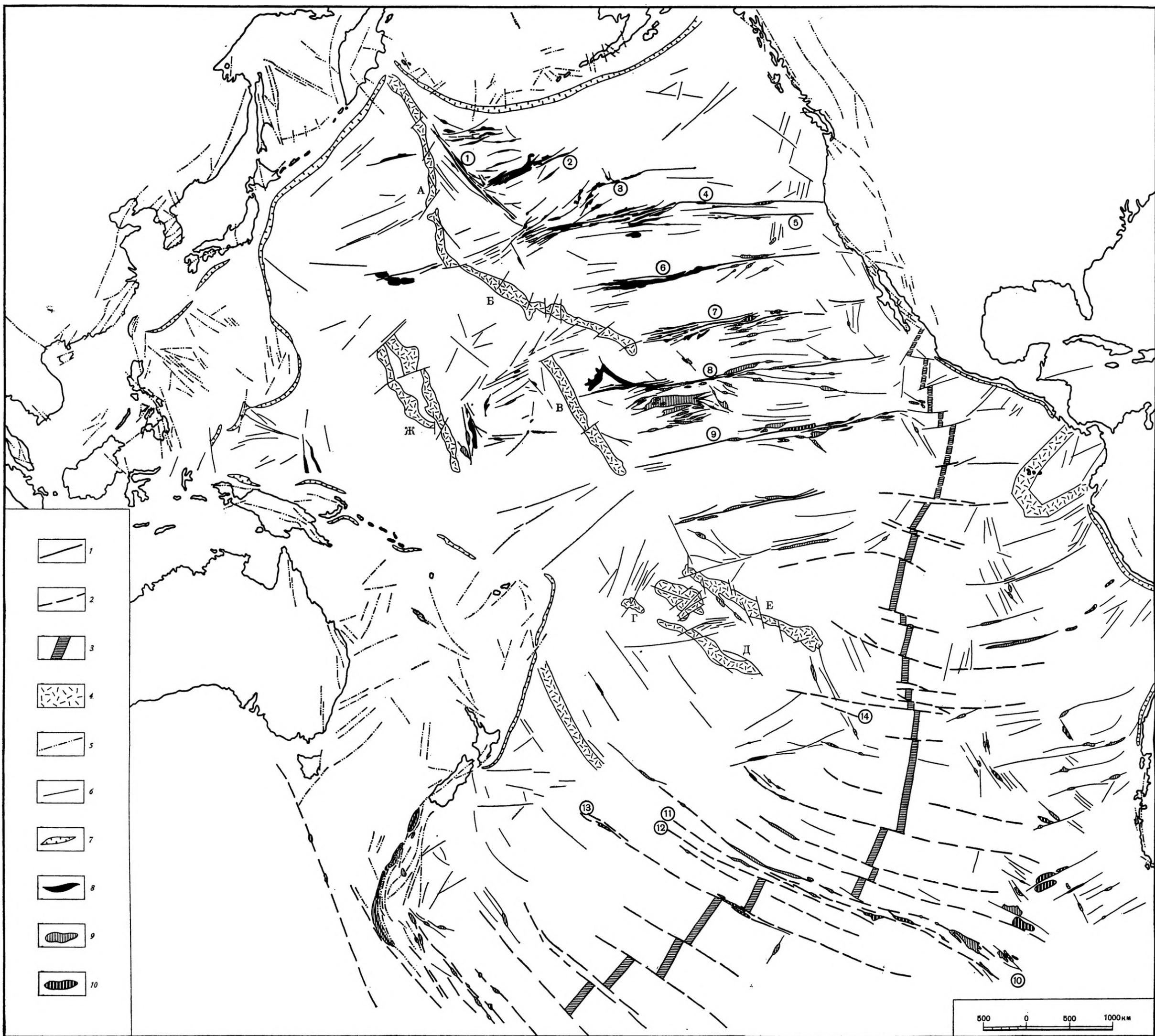


Рис. 1. Системы разломов Тихого океана

1 — система субширотных разломов; 2 — система разломов, сопряженных с Восточно-Тихоокеанским поднятием; 3 — система разломов гребневой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия и ее продолжение; 4 — система линейных зон глубинной проницаемости; 5 — система разломов континентальных окраин и островных дуг; 6 — прочие разломы; 7 — глубоководные желоба; 8 — впадины глубиной 5500 м и более; 9 — впадины глубиной 3500—5500 м; 10 — подводные гребни. Цифрами в кружках обозначены разломные зоны: 1 — Императорская, 2 — Чинук, 3 — Сервейор, 4 — Мендосино, 5 — Пайонир, 6 — Меррей, 7 — Молокаи, 8 —

Кларрион, 9 — Клиппертон, 10 — Элтанни, 11 — Хизена, 12 — Тарп, 13 — Удинцева, 14 — Курчатова. Буквами обозначены зоны глубинной проницаемости: А — Императорская, Б — Гавайская, В — Лайн, Г — Кука, Д — Тубуаи, Е — Туамоту, Ж — Гилберта

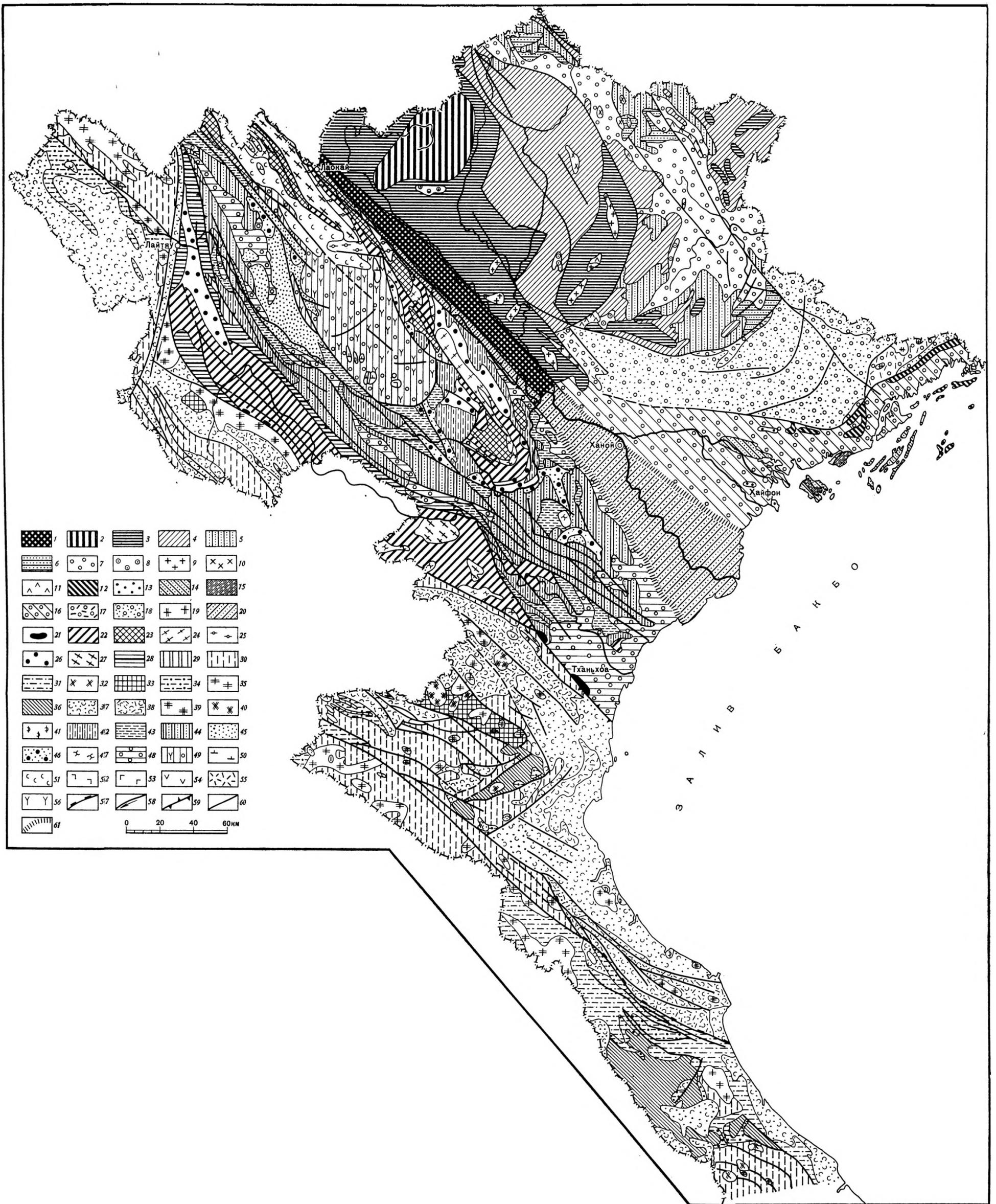


Рис. 2. Тектоническая карта Северного Вьетнама

Область с континентальной корой, сформировавшейся к началу рифея: 1 — комплексы вулканогенно-осадочной оболочки протометаморфического слоя; 2—6 — комплексы последующих этапов развития дорифейской континентальной коры: 2 — рифейские миогеосинклинали (R₂₋₃); 3 — нижнепалеозойские миогеосинклинали (G_{2-O}); 4 — девонские платформенные, 5 — верхнепалеозойские платформенные, 6 — верхнепалеозойско-нижнетриасовые платформенные; 7—11 — комплексы наложенных прогибов и впадин: 7 — преимущественно вулканогенно-осадочные (T_{2a}), 8 — преимущественно осадочные (T_{2-Q}), 9 — гранитоидные (MZ), 10 — монзонит-сиенитовые (MZ), 11 — габбро-диабазовые (MZ). Область с континентальной корой, сформировавшейся к началу девона: 12 — комплексы переходной стадии (O_{3-S}), в том числе нижнемоассовые; 13 — верхняя моасса (D₁); 14—16 — комплексы последующих этапов развития девонской континентальной коры: 14 — складчатые комплексы шельфов (D), 15 — верхнепалеозойские (C—P), 16 — слабо дислоцированные мощные континентальные комплексы (MZ—KZ); 17—20 — комплексы наложенных прогибов и впадин: 17 — преимущественно вулканогенно-осадочные (T_{2a}, J), 18 — преимущественно осадочные (T₂—KZ), 19 — гранитоидные (J), синхронные верхней моассе, 20 — неотектоническая впадина, выполненная моассами (N—Q). Область раскрытия дорифейской континентальной коры с фор-

мированием новообразований коры в конце раннего палеозоя — среднем палеозое: 21 — меланократовый фундамент; 22 — комплексы грабеновой, океанической и переходной стадий, нерасчлененные (R_{2-O}); 23—25 — фрагменты дорифейской континентальной коры: 23 — вулканогенные, кремнистые и граувакковые формации (PR₁₋₂), 24 — плагиогранитно-гнейсовые и гнейсово-мигматитовые формации (PR₂); 25 — верхняя моасса (PR₂); 26—27 — комплексы-показатели становления нижне-среднепалеозойской континентальной коры: 26 — верхняя моасса (O_{3-D}), 27 — гранитоидная формация (PZ₁₋₂); 28—29 — комплексы последующих этапов развития нижне-среднепалеозойской континентальной коры: 28 — девонские комплексы шельфов, 29 — верхнепалеозойские комплексы шельфов (C—P₂). Область раскрытия дорифейской континентальной коры с формированием новообразований коры в раннем — среднем карбоне: 30 — комплексы переходной стадии (граувакковые, флишевые, кремнистые и вулканогенные комплексы) (O_{2-D}); 31—32 — комплексы-показатели становления гранито-метаморфического слоя: 31 — нижняя моасса (D), 32 — габбро-плагиогранитовая, диорит-гранодиоритовая формации (PZ₁₋₂); 33 — фрагменты дорифейской континентальной коры; 34—35 — комплексы-показатели становления континентальной коры: 34 — верхняя моасса (C₁), 35 — гранитоидная формация (C₁—C₃); 36—41 — комплексы последующего развития па-

леозойской континентальной коры: 36 — комплексы шельфов (C₂—P₂), 37 — моассовые в прогибах и впадинах (MZ—KZ), 38 — наземные вулканогенные (MZ—KZ), 39 — гранитоидная формация (MZ), 40 — формация монзонит-сиенитовая, синхронная верхней моассе (MZ), 41 — габбро-диабазовая формация (MZ). Область повторного раскрытия девонской континентальной коры с формированием новообразований коры в конце триаса: 42 — комплексы грабеновой фации (D—P₁); 43—44 — комплексы океанической и переходной стадий: 43 — преимущественно вулканогенно-осадочные (P₂—T₁), 44 — преимущественно осадочные (T₁₀—T_{2a}); 45 — нижняя моасса (T_{2l}—T_{3k}); 46—47 — комплексы-показатели становления континентальной коры: 46 — верхняя моасса (T_{3p}—г), 47 — гранитоидная формация (T_{3p}); 48—52 — комплексы последующего развития триасовой континентальной коры: 48 — моассовые в прогибах и впадинах (J—Q); 49 — наземные вулканогенные (J—Pg), 50 — гранитоидные (J—Pg), 51 — монзонит-сиенитовые, синхронные верхней моассе (J—Pg), 52 — габбро-диабазовые (J—K); 53—56 — формации: 53 — базальтовая, 54 — андезитовая, 55 — липаритовая и игнимбритовая, 56 — известково-щелочная нерасчлененная. Прочие знаки: 57 — надвиги; 58 — сдвиги; 59 — сбросы; 60 — разломы недифференцированные; 61 — разломы, выделенные по геофизическим данным

Батиметрический анализ показывает, что структурные формы разломных зон могут заходить одна за другую в виде кулис, образовывать перистые структурные рисунки с различной ориентировкой отдельных элементов, а иногда встречаются в беспорядочном сочетании. Последние, очевидно, указывают на разрыв сплошности разломной зоны вследствие ее деформации. Примером может служить восточный отрезок разлома Молокаи. Что касается перистых рисунков, то здесь проступает сходство с некоторыми типами сдвиговых зон на суше. Такие рисунки известны в пределах разломной зоны Меррей. Хорошо известны магнитные и батиметрические данные, также указывающие на различные сдвиговые смещения в отдельных звеньях разломных зон.

Рубежом распространения подобных разломов на севере является Императорская зона разломов, отходящая от северного окончания Императорского хребта в юго-восточном направлении. К ней подходят и отгибаются на север, как бы отражаясь, субширотные разломы Чинук и Сервейор. Подобный рисунок типичен для сдвиговых смещений.

Императорская зона разломов изучена еще недостаточно, но видно, что она отличается большими глубинами впадин. Во время 23-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» в южной части зоны была отмечена глубина 7400 м (устное сообщение Ю. П. Непрочнова). Однако по структурным особенностям (кулисное расположение узких протяженных впадин в сочетании с отдельными позитивными формами) эта зона похожа на субширотные. Если это действительно так, то и условия образования у них, вероятно, сходные, хотя по положению в пространстве они взаимно перпендикулярны. Из этого можно сделать дальнейшее заключение, что разломные зоны северо-востока Тихого океана представляют собой автономную систему сложных разрывных деформаций океанского дна.

Субширотные разломные зоны, сужаясь у континентального склона Северной Америки, в отдельных случаях (разлом Мендосино) возможно уходят под материк. Отсюда нужно сделать вывод, что континентальная кора здесь тектонически перекрывает океаническую. Но в структурах Кордильер Северной Америки океанические разломные зоны не отражаются. В данном случае скорее можно думать о «пассивной тектонике» Северной Америки и пододвигании под нее океанического дна. В ходе такого восточного движения и могли возникнуть субширотные, первоначально линейные зоны скалывания, претерпевшие в дальнейшем сложнейшее развитие, о котором свидетельствует изменчивость структурных особенностей по простиранию разломов-гигантов¹.

В связи с дискуссионностью проблемы о соотношениях разломов океанических и континентальных областей земной коры были проанализированы имеющиеся космические снимки по периферии Тихого океана. При этом учитывалось, что некоторые исследователи пытались продолжить зоны разломов океанического ложа далеко в глубь континента. Так, например, указывалось, что разлом Меррей продолжается до Техаса в качестве Техасского линеамента, а разлом Мендосино — вплоть до области Скалистых гор (Albritton, Smith, 1957). По мнению Г. У. Менарда (1966), разломы продолжаются только на короткие расстояния в пределы континентальных блоков. Но были и другие мнения. Ю. М. Пущаровский (1972) пришел к выводу, что какая-либо связь между системой субширотных восточнотихоокеанских разломов и разломами континентов отсутствует. Не усматривается продолжений разломов на континенте и на схемах линейных структур территории США, составленных путем дешифрирования космических снимков с ИСЗ «Лэндсат-1» (Hodgson, 1977; Ероменко, Каттерфельд, 1978).

Проведенное нами дешифрирование подтверждает представления о том, что разломы океанического ложа и континентов образуют изолиро-

¹ Императорская зона разломов в эту схему восточного движения не укладывается. Здесь нужно допустить осложняющие явления.

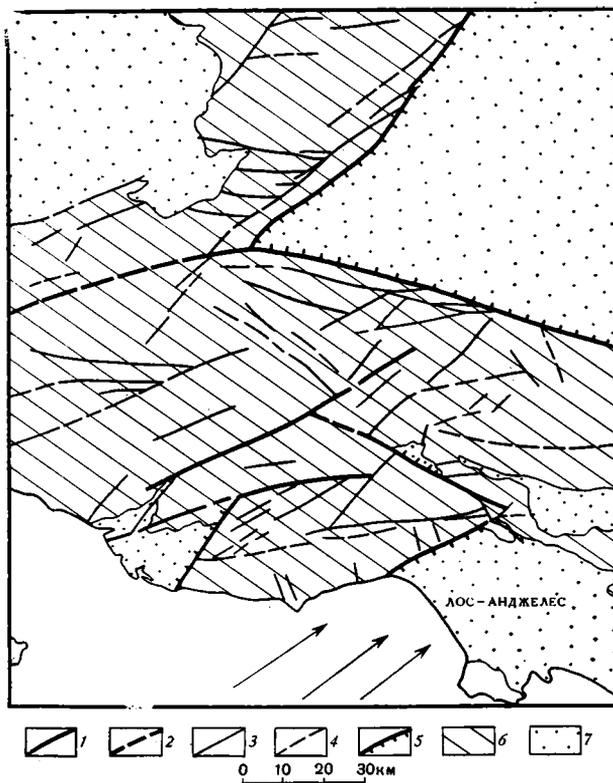


Рис. 2. Схема дешифрирования космических снимков разрывных нарушений района Береговых хребтов и пустыни Мохаवे

1 — главные разломы, отчетливо дешифрируемые; 2 — главные разломы, нечетко дешифрируемые; 3 — второстепенные разломы, четко дешифрируемые; 4 — второстепенные разломы, нечетко дешифрируемые; 5 — разрывные нарушения, сопровождаемые тектоническими уступами; 6 — поднятия, сложенные дочетвертичными образованиями; 7 — впадины, выполненные четвертичными отложениями

ванные системы без отчетливо проявленной связи между ними. Это определенно видно на схеме дешифрирования района Береговых хребтов, где вблизи от побережья, по батиметрическим данным, намечается положение зоны разлома Меррей (рис. 2). На континенте имеются отдельные разломы близкого направления, отвечающие простиранию поперечных хребтов, однако они не сопоставимы по масштабу с разломом Меррей. В общем аналогичные соотношения устанавливаются при интерпретации космических снимков и в других районах восточного побережья Тихого океана. В пределах Кордильер Северной Америки конечно имеются поперечные разломы, однако это разломы другого порядка, связанные, как мы считаем, с формированием собственных структурных форм Кордильерского пояса.

Субширотные разломы в Тихом океане разделяют земную кору на отдельные протяженные блоки. Однако мало вероятно, чтобы разломы-гиганты имели глубокое заложение. Длинных вулканических цепей вдоль них нет, а следовательно, они не представляют собой глубинных зон проницаемости. Вообще вулканических гор здесь сравнительно мало, а распределение их обычно не выявляет связи с описываемыми разломами. Здесь уместно провести параллель с разломом Сан-Андреас в Калифорнии. Очаги землетрясений в этом разломе, с которым также не связаны никакие вулканические процессы, являются близповерхностными

и находятся на глубине не более 15 км. Х. Бениофф (1966) в связи с этим пишет, что образование разлома распространяется в глубь земной коры лишь до некоторой границы, которая, по его мнению, представляет собой поверхность релаксации, образованную тонким текучим слоем. На западе США такой слой лежит на глубинах 15—20 км, местами меньше, т. е. значительно выше поверхности *M* (Трифонов, 1979). Здесь мы прямо подходим к тому, что А. В. Пейве называет тектонической расслоненностью земной коры и литосферы, выражающейся в дисгармонии тектонических деформаций и горизонтальных перемещениях на разных глубинных уровнях. В настоящее время субширотные разломы асейсмичны. Вследствие неравномерности развития геодинамических полей на Земле тектоническая активность в данной области угасла.

Другая система разломных зон находится на юго-востоке Тихого океана. Она имеет общее северо-западное простирание и отличается более простым структурным рисунком. Пространственно разломы этой области в той или иной мере связаны с Восточно-Тихоокеанским поднятием², хотя, как правило, они далеко выходят за его пределы. Интересно, что иногда разломы не пересекают поднятие полностью, а захватывают только часть его.

Имеются обзорные работы, освещающие разломную тектонику Южной области. В одной из них (Molnar et al., 1975) говорится, что смещение магнитных аномалий в зонах таких разломов, как Менард, Хизен, Тарп и Удинцев, составляет 300—400 км, причем смещение правостороннее. В большинстве других разломных зон амплитуда смещения равна 100 км или меньше. В другой работе (Живаго, 1979) предложена новейшая карта морфологических элементов весьма обширной юго-восточной части Тихого океана, в том числе и разломов.

Одну из крупнейших представляет разломная зона Элтанин. Она простирается на очень большое расстояние — свыше 3000 км, а затем на северо-западе на ее продолжении лежит протяженная линейная цепь подводных гор, почти доходящая до желоба Тонга. Зона Элтанин была открыта Л. Сайксом (Sykes, 1963), который составил карту сейсмичности юга Тихого океана. Им были установлены в этом районе узкие зоны сейсмической активности, шириной меньше 50 км, имеющие разломную природу и пересекающие Восточно-Тихоокеанское поднятие. Одна из них и отвечает зоне Элтанин.

Во время 24-го рейса НИС «Академик Курчатов» изучался разлом Хизена, входящий в разломную зону Элтанин (Непрочнов, Кашинцев, 1978; Кашинцев, Фрих-Хар, 1978). Он простирается в виде узкого трога и уступа почти на 2000 км. Глубина в ущелье достигает почти 6000 м. Южный склон падает под углом 20—30° и возвышается над дном на 5000 м. Северный склон поднят на 2000 м. Ширина днища впадины 4000 м. В юго-восточном направлении разломная зона Элтанин заканчивается серией линейно ориентированных гряд (Venney, Johnson, 1976).

Как уже отмечалось, вдоль этой зоны по батиметрическим и геофизическим данным фиксируется очень крупное правостороннее смещение Восточно-Тихоокеанского поднятия. Подобные смещения, установленные во многих местах, создают в целом отчетливую картину движения фрагментов поднятия в восточном направлении.

Во время того же рейса был изучен другой крупный разлом — Академик Курчатов, лежащий в Южной Тихоокеанской котловине между 30 и 40° ю. ш. Глубина в главном ущелье здесь еще больше и превышает 6600 м (Живаго, 1978). Ущелье имеет крутой северный склон и более пологий южный; ширина дна в нем всего 2—5 км. С севера ущелье ограничено хребтом, поднимающимся на 5800 м, а затем снова следует узкая

² В это поднятие мы объединяем Восточно-Тихоокеанский и Южно-Тихоокеанский хребты.

депрессия, но не столь глубокая. Геоморфологические особенности и присутствие карбонатных осадков на глубине 6000 м свидетельствуют об углублении ущелья в сравнительно недавнее геологическое время, хотя, по А. В. Живаго, разлом возник до образования Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Разломы описываемой Южной области принято называть трансформными. Если этим термином обозначать, в частности, особую категорию разломов, соединяющих окончания центральных рифтов срединно-океанических хребтов, то с этим мы не спорим. Однако впоследствии, в связи с однонаправленным, хотя и дифференцированным по скорости движением океанической коры, на трансформные разломы могли наложиться крупные сдвиги с иным направлением движений. Та разломная сеть, которая здесь наблюдается, по нашему мнению, представляет собой именно новообразование, обязанное своим происхождением сложным процессам тектонического течения горных масс и связанное с развитием срединного хребта не генетически, а парагенетически. Относительное расположение фрагментов Восточно-Тихоокеанского поднятия позволяет считать, что движение масс происходило в восточном направлении, хотя движение это имеет не только прерывистый, но и дифференцированный характер как по скорости, так, возможно, и по направлению. В то же время разломы, подобные зоне Курчатова, указывают на присутствие в разломной сети также относительно более древних разрывных структур, возникших до образования современного тектонического плана. Они тем более не имеют генетической связи с формированием срединного хребта.

Крупнейшую разрывную систему составляет совокупность разрывных нарушений, вытянутых вдоль гребневой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия. Это часть Мировой рифтовой системы. В Тихом океане с ней связаны не только растягивающие усилия, но и тектоническое сжатие, что выражается в многочисленных горстовых формах и характере их распространения. Их можно видеть на детальных поперечных профилях (Lonsdale, 1977). Восточно-Тихоокеанское поднятие оканчивается не доходя до Северо-Американского континента, сменяясь к северу рифтовой зоной.

Проведенное дешифрирование космических снимков в районе Калифорнийского залива (рис. 3) показало, что Калифорнийский рифт продолжается к северу в пределы континента. Здесь отчетливо наблюдаются характерные признаки развивающейся рифтовой системы, в которой процесс тектонической деструкции сопровождается интенсивным базальтовым вулканизмом. Таким образом, по простиранию Восточно-Тихоокеанское поднятие сменяется окраинно-материковой рифтовой системой, представляющей особое звено Мировой рифтовой системы.

На западе Тихого океана разломных систем, подобных описанным выше, нет, хотя целый ряд крупных и менее значительных разрывных структур, имеющих главным образом северо-восточное простирание, в морфологии дна выделяется. Этим разломам в литературе уделено пока слишком мало внимания; практически они не описаны и почти не изучены. Но, судя по простираниям главнейших из них, они образуют ряд самостоятельных разрывных систем, ничего общего не имеющих с восточными системами. Следовательно, в этой части океанского ложа существуют свои особые геодинамические обстановки, анализа которых еще никто не дал. Но можно определенно сказать, что движением океанической плиты на запад объяснить такие разломные системы невозможно. Между тем морские экспедиции приносят все новые данные о существовании в этой области крупных разломов. Так, во время 23-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев» в южной части поднятия Шатского выявлен крупный меридиональный разлом с уступом высотой 900 м (устное сообщение Ю. П. Непрочнова).

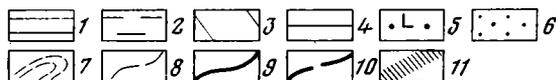
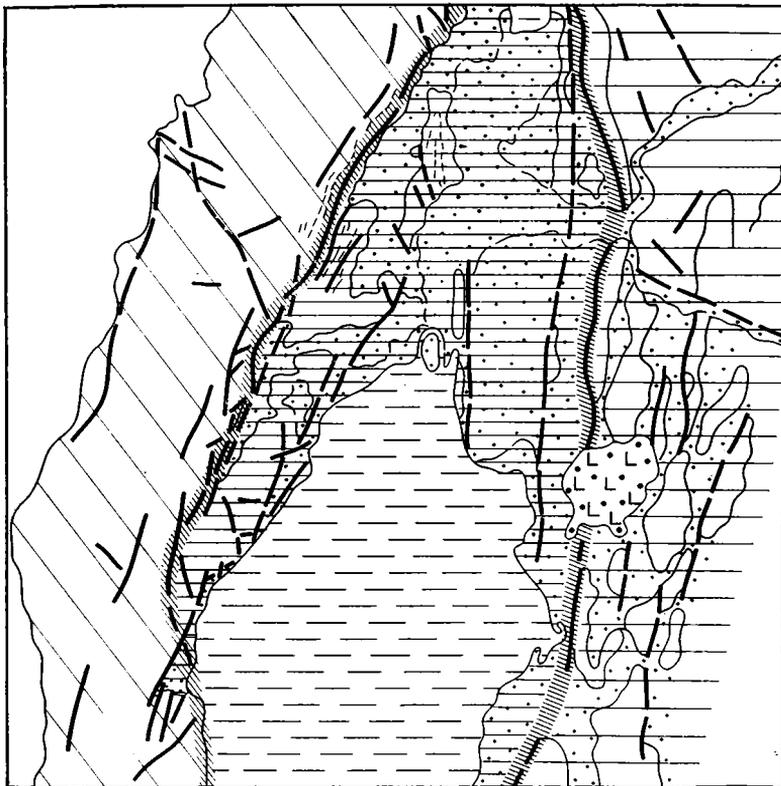


Рис. 3. Схема геологического дешифрирования космических снимков северо-западного окончания Калифорнийского залива

1 — Калифорнийский рифт; 2 — продолжение Калифорнийского рифта в пределах акватории; 3 — юго-западное плечо (полусвод) Калифорнийского рифта; 4 — юго-западное окончание области Бассейнов и Хребтов; 5 — выходы четвертичных базальтов и вулканические аппараты; 6 — впадины и крупные долины, выполненные четвертичными отложениями; 7 — простираения пластов; 8 — границы различных генетических комплексов четвертичных отложений; 9 — разрывные нарушения, отчетливо дешифрируемые; 10 — разрывные нарушения, предлагаемые на основе дешифрирования; 11 — тектонические ограничения рифтовой впадины

Столь же характерную черту структуры западной области океанского ложа составляет распространение очень крупных по протяженности линейных вулканических зон, главным образом кайнозойского возраста, но иногда и позднемелового. Это подводные хребты Лайн, Гавайский, Императорский, Гилберта, Кука, Тубуан и др. Такие зоны естественно рассматривать как отражение глубинных зон проницаемости в литосфере. Соответственно их можно связывать с разновозрастными глубинными разломами. Подавляющее большинство вулканических хребтов имеет северо-западное простирание, что наряду с особенностями их строения придает системе в целом четкую структурную автономность.

Выше упоминалось, что на различных уровнях в литосфере могут существовать собственные тектонические деформации. В то же время, как показывает система вулканических хребтов, могут существовать тектонические деформации весьма глубинного характера. Однако то, в какой мере относительно древние вулканические хребты ныне находятся

in situ, требует специального анализа. Здесь речь идет не о прохождении плит через горячие точки, поскольку эта гипотеза, распространяемая на частные случаи, не может объяснить многочисленные проявления вулканизма в океане, а о сложном латеральном тектоническом перемещении коровых и литосферных масс горных пород.

Пояс островных дуг характеризуется собственной разломной системой. Она отражается простираниями глубоководных желобов, самих островных дуг, бортов глубоководных впадин краевых морей, разломами приматериковых островов, шельфовых частей пояса. Этот пояс образует обширную зону современного формирования континентальной коры. Ему свойственны контрастный тектонический рельеф, прямолинейные и дуговые вулканические хребты и гряды, распространение в зоне сжатия земной коры надвигов и разломов, с одной стороны, и раздвиговые структуры — с другой, по совокупности которых можно судить о тектонических деформациях и движениях в древних приокеанических геосинклиналях. Соответствующий комплекс разрывных нарушений в целом подчинен генеральным простираниям Тихоокеанского тектонического пояса, составляя одну из его характерных особенностей.

Приуроченность гигантского пояса островных дуг к западной половине Тихого океана не имеет пока однозначного объяснения. Если обратить внимание на кривизну островных дуг и желобов, которые выгнуты на восток, и сопоставить ее с кривизной дуг в морях Скотия и Карибском, изогнутым также в восточном направлении, то наиболее вероятным представляется связывать местоположение подобных зон на Земле с глубинными процессами, на которые оказывает большое влияние вращение планеты.

То же относится и к рассмотренной выше северо-западной части Тихого океана, где рельеф дна по сравнению с другими его частями значительно сложнее.

Далее следует коснуться разломов, находящихся в пределах окраинных частей материков. Они расположены по всему Тихоокеанскому кольцу, и главные из них простираются более или менее конформно с береговой линией, подчеркивая структурную целостность Тихоокеанского тектонического пояса. Такие разломы могут быть выражены разрывными нарушениями в чистом виде либо линейными вулканическими и сейсмическими зонами. Их возраст кайнозойский и лишь иногда позднемезозойский; многие из них активны в настоящее время. На западе Тихого океана фактически они входят в единую разломную систему с островными дугами. На востоке разломы окраин континентов по отношению к разломам океанического дна резко дискордантны. В целом ряде случаев по таким разломам устанавливаются значительные сдвиговые смещения (Калифорния, Аляска, Сихотэ-Алинь и др.).

Активность в этих разломах, как и сейсмичность, и вулканизм вокруг Тихого океана, отражает сложные глубинные процессы, протекающие в зоне взаимодействия тектоносферных масс двух разнородных тектонических сегментов Земли — Индо-Атлантического и Тихоокеанского (Пущаровский, 1978). В данном случае мы обращаемся к представлениям о тектонической асимметрии земного шара, для развития которых дало значительный толчок обнаружение глобальной асимметрии в строении Луны, Марса и Меркурия. Очень вероятно, что и Венера обладает аналогичным свойством.

Тихоокеанский круговой тектонический пояс, согласно этим идеям, трактуется как зона поверхностного выражения сложных глубинных геодинамических процессов, происходящих в области сочленения двух главных и глубоко различных по геологической истории полушарий Земли.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обратим внимание, что разломные системы в Тихом океане развивались главным образом в кайнозойское время и в общем синхронно друг с другом; лишь некоторые разломы относятся к позднему мелу. Следовательно, в совокупности разломные системы свидетельствуют о разделении океанского дна на ряд крупных районов со специфической геодинамикой. Поэтому не следует упрощать картину тектонических движений дна Тихого океана и, в частности, сводить ее к простому перемещению литосферных плит в обе стороны от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия. Наше заключение расходится с широко распространенным, но мы полагаем, что оно правомерно, поскольку опирается на существующую автономность разломных систем.

Несмотря на сложную картину геодинамики в пределах океанского ложа, намечается превалирование движения тектоносферных масс в восточном направлении. К такому представлению приводят не только характер соотношения субширотных разломов-гигантов с континентом на северо-востоке Тихого океана и восточное смещение фрагментов Восточно-Тихоокеанского поднятия по сдвигам, как это уже отмечалось выше, но и другие данные. Так, Восточно-Тихоокеанское поднятие, если его рассматривать в целом, представляет собой гигантскую дуговую структуру, обращенную выпуклостью на восток. Вообще оно не занимает меридианного положения в океане, а смещено к его восточному краю. Не раз уже обращалось внимание на закономерное изгибание в восточном направлении островных дуг как на азиатской стороне океана, так и на американской. Безусловно, понимать направленность этого движения следует как общую тенденцию. Конкретное перемещение масс океанической коры, как горизонтальное, так и вертикальное, носит сложный и дифференцированный характер. Все сказанное позволяет видеть связь такого движения с влиянием ротационного режима Земли. Это обстоятельство может объяснить и расположение главного пояса островных дуг на западе океана и генеральный структурный план океанского ложа (в частности, сосредоточение в западной области различного рода крупных позитивных тектонических форм). Предлагаемая здесь гипотеза специфична. Основана она на идеях мобилизма, что представляется сейчас наиболее перспективным. Авторы убеждены, что для развития тектоники, особенно сейчас, нужны разные направления мысли.

Следует отметить, что анализ систем разломов Тихоокеанской области укрепляет идею о тектонической расслоенности литосферы, которая в будущем несомненно привлечет к себе большое внимание.

Наконец, едва ли можно дальше поддерживать гипотезу о глобальной сетке широтных, меридиональных и диагональных разломов, охватывающей также разломы Тихого океана. Последние не вписываются в такую сетку, притом тождественных с океанскими гигантских систем разломов в пределах континентов нет.

Литература

- Бениофф Х. Движения по крупнейшим разломам.— В кн.: Дрейф континентов. М., «Мир», 1966.
- Гершанович Д. Е., Конюхов А. И., Лисицын А. П. Основные черты геоморфологии Императорского и Гавайского хребтов. Тр. ВНИРО, т. СХІХ, 1977.
- Ероменко В. Я., Каттерфельд Г. Н. Использование космических снимков при изучении региональных и глобальных систем линейментов Земли.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1978, № 10.
- Живаго А. В. Морфоструктура разлома Академика Курчатова на дне Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 5.
- Живаго А. В. Морфоструктура дна в юго-восточной части Тихого океана.— В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М., «Наука», 1979.
- Кашинцев Г. Л., Фрих-Хар Д. И. Строение океанской коры в зоне разломов Элтанин (Тихий океан) по петрографическим данным.— Океанология, 1978, т. XVIII, вып. 1.

- Красный Л. И.* О великом тихоокеанском георазделе.—Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 5.
- Марков М. С., Соловьева И. А.* Глубинное строение земной коры островных дуг и Альпийской складчатой области.—Геотектоника, 1972, № 1.
- Менард Г. У.* Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.
- Милашин А. П.* Новые данные о строении земной коры в Тихом океане.—Сов. геология, 1977, № 1.
- Мировой океан, карта м-ба 1:10 000 000. Главн. упр. навигации и океанографии Министерства обороны СССР, 1977.
- Непрочнов Ю. П., Кашинцев Г. Л.* О составе основных слоев земной коры Восточно-Тихоокеанского поднятия.—Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 5.
- Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974.
- Пуцаровский Ю. М.* Проблемы тектоники Земли в свете сравнительной планетологии.—Докл. АН СССР, 1978, т. 234, № 4.
- Пуцаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Соловьева И. А.* О природе разломов северо-восточной части Тихого океана.—Геол. и геофизика, 1976, № 11.
- Трифонов В. Г.* Новейшая структура запада США как проявление тектонической расчлененности литосферы.—Докл. АН СССР, 1978, т. 247, № 5.
- Удинцев Г. Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972.
- Albritton C. C., Smith J. F.* The Texas lineament.—Resumens de los trabajos. XX Intern. Geol. Congr., Ses. 55, Mexico, 1957.
- Andrews J. E.* Abyssal hills as evidence of transcurrent faulting on North Pacific fracture zones.—Bull. Geol. Soc. America, 1971, v. 82, № 2.
- Dott R. H. Jr.* Comment on intracontinental plate boundary east of Cape Mendosino, California.—Geology, 1979, v. 7, № 7.
- Heezen B. C., Tharp M.* World ocean floor.—United States Navy Office of Naval Research, 1977.
- Hodgson R. A.* Hierarchy of Fracture Systems and their Origins.—Tectonics and Volcanism of Planets, Yerevan, 1977, p. 84—90.
- Lonsdale P.* Structural geomorphology of a fast-spreading rise crest; the East Pacific Rise near 3°25' S.—Marine Geophys. Res., 1977, v. 3, № 3.
- Malahoff A., Handschumacher D. W.* Magnetic anomalies south of the Murrey fracture zone: new evidence for a secondary sea-floor spreading center and strike-slip movement.—J. Geophys. Res., 1971, v. 76, № 26.
- Menard H. W.* Deformation of the Northeastern Pacific Basin and the West coast of North America.—Bull. Geol. Soc. America, 1955, v. 66, № 9.
- Menard H. W., Dietz R. S.* Mendosino submarine escarpment.—J. Geology, 1952, v. 60, № 3.
- Molnar P., Atwater T., Mammerickx J., Amith S. M.* Magnetic anomalies, bathymetry and tectonic evolution of the South Pacific Since the Late Cretaceous.—Geophys. J. Res. Astron. Soc., 1975, v. 40, № 3.
- Moody J. D., Esser R. W., Holmgren D. A.* Tectonic framework of Pacific region. In: Circum-Pacific Energy and Mineral Resour. Pap. Conf. Honolulu, Haw., 1974. Tulsa, 1976.
- Oceanic and continental transform faults.—J. Geol. Soc. London, 1979, v. 136, № 3, p. 267—268.
- Smith S. M., Menard H. W.* Molokai fracture zone.—In: Progress in Oceanography, v. 3, Pergamon Press, 1965.
- Sykes L. R.* Seismicity of the South Pacific ocean.—J. Geophys. Res., 1963, v. 68, № 1.
- Topography of the North Pacific. La Jolla, 1971. Second printing, 1977.
- Topography of the South Pacific. La Jolla, 1975.
- Wilson G. T.* A new class of faults and their bearing of continental drift.—Nature, 1965, № 4995.
- Vanney J. R., Johnson G. L.* The Bellingshausen-Amundsen basins (southeastern Pacific): major sea-floor units and problems.—Marine Geol., 1976, v. 22, № 2.

Геологический институт АН СССР
НИЛЗарубежгеология
Всесоюзный центр природы

Статья поступила
11 июня 1979 г.

УДК 551.242.2

Г. Б. УДИНЦЕВ, А. Ф. БЕРЕСНЕВ, В. М. ГОРДИН
**СТРУКТУРНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ДНА ОКЕАНОВ
И ПРОБЛЕМА ГРАНИЦЫ ОКЕАН — КОНТИНЕНТ**

Геолого-геофизические исследования дна океанов приводят к представлению о существенной тектонической неоднородности океанических областей Земли. Исследования строения дна южной части Атлантического океана, проведенные в 1978 г. на нис «Иван Киреев», позволяют выделить важнейшие тектонические провинции, происхождение структуры которых связывается авторами с различными тектоническими процессами.

Результаты комплексных геолого-геофизических исследований дна океанов и глубоководного океанского бурения дают убедительные доказательства существенной структурной неоднородности океанических областей Земли. Отношение к представлениям о такой неоднородности в прошлом было весьма различным. Дно океанов казалось то преимущественно однородным в свете идеи о догеосинклинальном состоянии океанических областей (Архангельский, 1948), то подобным по своей неоднородности континентам в свете представлений о происхождении океанических впадин в результате «океанизации» континентов (Белоусов, 1968), то вновь казалось вполне однородным в свете концепции тектоники литосферных плит и расширения дна океанов (Новая глобальная тектоника, 1974).

За последние два десятилетия стало очевидным важное значение в развитии земных оболочек рифтового процесса. Роль его в формировании коры океанического типа позволила увидеть в нем корообразующий или даже корообразующий процесс, сопоставимый по своей роли в развитии земной коры с геосинклинальным процессом, и предложить для него название рифтогенального процесса (Виноградов и др., 1969, 1972; Удинцев, 1970).

Представления о раздвижении литосферных плит как обломков древнего суперконтинента, наращиваемых в рифтовых зонах океанов молодой корой океанического типа, развитые сторонниками концепции литосферных плит, естественно, привели к мысли об однородном — рифтогенном — строении всего пространства океанических областей Земли, ограничиваемых подводными окраинами континентов.

Однако наряду с дальнейшим ростом популярности и детализацией концепции тектоники литосферных плит, в ходе комплексных геолого-геофизических исследований дна океана стали выявляться и накапливаться различные признаки неоднородности структуры, выраженные в рельефе дна и акустического фундамента, в глубинном строении основных слоев земной коры, в геофизических полях — магнитном, гравитационном и тепловом, а также в вещественном составе осадочных и магматических пород фундамента, образцы которых добывались путем драгировок и глубоководного океанского бурения. Это позволило некоторым исследователям усомниться в генетической однородности океанических областей Земли. Появились предположения, что наряду с формированием коры океанического типа в рифтовых зонах и образованием коры кон-

тинентального типа в геосинклиналиях (в зонах субдукции, по концепции тектоники литосферных плит) в некоторых частях океанов протекают или протекали в прошлом какие-то иные, еще не ясно понятые тектонические процессы, генетически связанные с теми же глубинными причинами, как и выраженные на поверхности Земли более ярко георифтогенальный и геосинклиальный процессы. Прежде всего речь шла о процессах погружения и разрушения окраинных континентальных массивов, представление о которых само по себе не ново и составляло сущность идеи «океанизации», но мысль о сочетании таких процессов с расширением дна океана и горизонтальными перемещениями континентов была нова.

Предположения о важной роли вертикальных движений по окраинам континентов возникали прежде всего при изучении океанических окраин атлантического типа, часто называемых в последнее время пассивными окраинами в отличие от более активных в тектоническом отношении окраин тихоокеанского типа. В области континентального шельфа и склона окраин атлантического типа во многих местах установлены неопровержимые доказательства значительных — до 5—10 км — погружений древних (доверхнеюрской и донижнемеловой) и молодых поверхностей континентов. Особенно убедительны в этом отношении результаты глубоководного океанского бурения и промышленного бурения на шельфах. В преобладающем большинстве случаев погружение подводных окраин континентов атлантического типа происходило путем постепенного перегиба флексуры континентального склона, осложненной сбросами. Таким было погружение восточной окраины Северной Америки, северного склона Бискайского залива, Западной Африки близ берегов Марокко, Сенегала и Анголы, восточной окраины Африки близ берегов Сомали и Кении. Однако во многих других местах погружение континентальных окраин пассивного типа происходило путем дифференцированных движений отдельных блоков, разделяемых между собой и отделяемых от основного массива континента сбросами и грабнями. Такое погружение континентальных окраин характерно для Северной Атлантики, где опущенные на разные уровни блоки континентальной коры образуют подводные плато Воринг, Роколл, Поркьюпайн, Иберийское, Орфан, Блейк, Багамское. В Южной Атлантике таковы плато Сан-Паулу, Фолклендское, Агульяс, в Индийском океане у берегов Африки — Мозамбикский хребет, а у берегов Австралии — плато Натуралиста, Кювье и Эксмус.

При всей очевидности широкого проявления погружений и преобразованияй блоков коры подводных окраин континентов открытым остается вопрос о том, сколь обширные пространства окраин эти вертикальные движения захватили, явилось ли их результатом опускание вплоть до уровня фундамента океанических плит и как далеко в сторону океана должна быть отнесена древняя граница океан — континент. Иными словами, где находится ближайшая к континенту граница структурной области срединно-океанических хребтов, для которых можно предполагать рифтогенное происхождение. Оговоримся, впрочем, что здесь мы не рассматриваем дискуссионные представления о механизме рифтогенального процесса. Вопрос о тектонической неоднородности дна океана и о положении в пространстве и времени границы океан — континент, по нашему мнению, важен для понимания истинной роли тех или иных тектонических процессов в формировании океанов Земли и для реконструкции условий геологического прошлого, какой бы тектонической концепции ни придерживаться.

Как известно, морфоструктурные границы срединно-океанических хребтов могут быть определены довольно четко. Известно также, что концепцией тектоники литосферных плит в ее канонической форме предполагается продолжение генетически однородного типа коры от современных рифтовых зон за пределами срединно-океанических хребтов вплоть до подножья континентальных склонов. Сомнения у некоторых исследо-

вателей вызывало существование за пределами склонов срединно-океанических хребтов зоны спокойного магнитного поля и выравнивания там поверхности акустического фундамента. Впрочем, первое могло быть объяснено предположением, что рифтогенальная кора этих зон формировалась в периоды устойчивой полярности Земли, а второе — предположением о маскирующем влиянии осадочного чехла.

Позднее было обращено внимание на существование у подножья континентального склона, т. е. уже в пределах океанических котловин, таких морфоструктур фундамента, для которых предполагают связь с прежним положением границы континента и новообразованной океанической коры рифтогенного типа. Таковы, по мнению М. Талвани и О. Элдхолма (Talwani, Eldholm, 1972, 1973), так называемые «эскарпы» внешней части плато Воринг, Фареро-Шетландский эскарп, а также эскарп Капской котловины.

Развивая мысли М. Талвани и О. Элдхолма о выдвинутом в сторону океана положении древней границы океан — континент, Ф. Д. Рабинович предположил, что индикатором этой границы может служить одна из линейных аномалий (аномалия «Е») в зоне спокойного поля в Северной Атлантике (Рабинович, 1978). Эта аномалия разделяет область спокойного магнитного поля на наиболее спокойную и менее спокойную части. Существование аномалии Ф. Д. Рабинович объясняет краевым эффектом на границе намагниченных пород коры океанического типа и ненамагниченных пород коры континентального типа. Понятно, что при этом следует предположить и погружение континентальной окраины до уровня океанического фундамента и ее преобразование в кору, обладающую физическими параметрами коры океанического типа, хотя автор об этом не говорит. Принимая концепцию погружения континентальных окраин, Ф. Д. Рабинович выдвигает границу океан — континент в сторону океана и сокращает тем самым область, занимаемую океанической корой рифтогенального происхождения.

Представления о механизме погружения континентальных окраин, как явления широко распространенного, но еще недостаточно познанного и проявляющегося в различных формах, были высказаны рядом авторов. Механизм «океанизации» континентальных окраин, по В. В. Белоусову (1968), включает пронизывание коры континентального типа дайками и силлами мантийных выплавок и метаморфизм вплоть до гранулитовой и эклогитовой фаций, в результате чего глыбы коры тонут в мантии, а на их поверхность изливаются базальтовые покровы. Согласно представлениям Ю. М. Пушаровского (1976; Пушаровский и др., 1977), погружение континентальных окраин — следствие тектонической деструкции, связанной в большей мере с раздвиговыми явлениями, приводящими к утонению и разрыву глубинных слоев земной коры, изменению структуры и погружению глыб субстрата и коры в астеносферу с образованием под ложем океана своеобразной коро-мантийной смеси, к частичному плавлению этой смеси и извержению продуктов плавления на поверхность в виде большого объема лав преимущественно андезитобазальтового и базальтового состава. Погружение блоков континентальной коры с образованием глубоких впадин рассматривается Е. В. Артюшковым (1979) как результат эклогитизации базальтового слоя и изостатического погружения утонченного гранитно-метаморфического слоя, в котором при контакте с горячей мантией скорости сейсмических волн повышаются до значений, типичных для базальтового слоя.

Как видно, независимо от предпочитаемых теми или иными авторами представлений о механизме вертикальных движений, ведущих к образованию глубоких впадин океанического типа, сама идея о реальности и значимости таких движений наряду с рифтогенезом и горизонтальными движениями литосферных плит в образовании впадин океанов заставляет нас серьезно обращать внимание на признаки тектонической неод-

народности, чтобы выявить истинные масштабы проявления различных процессов развития литосферы океанических областей Земли.

В ходе выполнявшихся нашей группой в 1964—1978 гг. комплексных геолого-геофизических исследований строения дна океана были получены некоторые сведения, заслуживающие, как нам кажется, внимания в связи с вопросом о тектонической неоднородности океанов и о границе океан — континент. Наиболее выразительны сведения о морфоструктуре дна и его акустического фундамента. Примечательные особенности морфоструктуры дна были отмечены нами в зонах перехода от склонов рифтогенальных срединно-океанических хребтов. Например, в Сомалийской котловине Индийского океана у подножья рифтогенального Аравийско-Индийского хребта не только происходит смена характерной морфоструктуры дна и перекрытого осадочным чехлом акустического фундамента, но и существует выявленный сейсмическим профилированием шовный желоб, отделяющий выровненные поверхности осадочных слоев и фундамента ложа Сомалийской котловины от рифтогенных структур хребта. Эта шовная структура отражает, возможно, обстановку сжатия, существующую на границе двух структурных областей (Удинцев, 1969; Виноградов, Удинцев, 1972). Подобная линейная шовная структура, сопряженная с крупным горстом хребта Западно-Австралийского, существует у северного подножья Австрало-Антарктического хребта в виде желобов Оби и Диамантины, не заполненных осадками. Структуры такого типа можно видеть в Атлантическом океане у подножья срединно-океанического хребта на восточном краю возвышенности Риу-Гранди, а также в желобе Кинг и сопряженном с ним хребтом Палмера. Все они отмечают смену морфоструктуры фундамента.

По данным, полученным в 1977—78 гг. в 1-м рейсе НИС «Иван Киреев» (Удинцев, Береснев, 1978; Удинцев и др., 1979) в области сочленения Срединно-Атлантического хребта с ложем Ангольской и Бразильской котловин выделяется зона резко расчлененного (дислоцированного) рельефа акустического фундамента, который при удалении от оси хребта повсеместно выравнивается и испытывает очень пологое погружение, но лишь примерно до середины котловин, а затем погружение сменяется столь же пологим поднятием в сторону континента. В Ангольской котловине поднятие поверхности фундамента в сторону континента происходит широкими ступенями, разделяемыми двумя-тремя невысокими, но крутыми уступами. Этот прогиб фундамента и уступы замаскированы осадочным чехлом, образующим субгоризонтальные поверхности абиссальных равнин. Поверхность акустического фундамента в Бразильской котловине была достигнута скважиной 355, пробуренной буровым судном «Гломар Челленджер» (Supko et al., 1977). Поверхность фундамента сложена там базальтами толеитового состава, на которых лежат карбонатные илы верхнего мела (кампан). Возраст базальтов, сильно измененных выветриванием, по определениям калий-аргоновым методом равен 78 ± 9 млн. лет. Таким образом, результаты бурения позволяют отклонить предположение, что морфоструктура рифтогенного фундамента здесь замаскирована осадконакоплением. Поскольку по своим акустическим свойствам и морфологии поверхности акустический фундамент Ангольской котловины подобен фундаменту Бразильской котловины, можно полагать, что и он сложен базальтами.

Базальты эти, представляющие собой обширные лавовые поля, по условиям залегания могут быть идентифицированы с плато-базальтами или траппами континентов. На некоторых записях непрерывного сейсмического профилирования 1-го рейса «Ивана Киреева» можно заметить, как у подножья континентального склона Анголы под поверхность акустического фундамента уходят слои илов и толща соляных отложений (Bulli et al., 1978). На суше, на краю как африканского, так и южноамериканского континента, соляные отложения местами также перекрыты

базальтовыми покровами. Это позволяет с известной осторожностью предположить, что плато-базальты перекрывают более древний фундамент, сложенный осадочными толщами континентальных окраин.

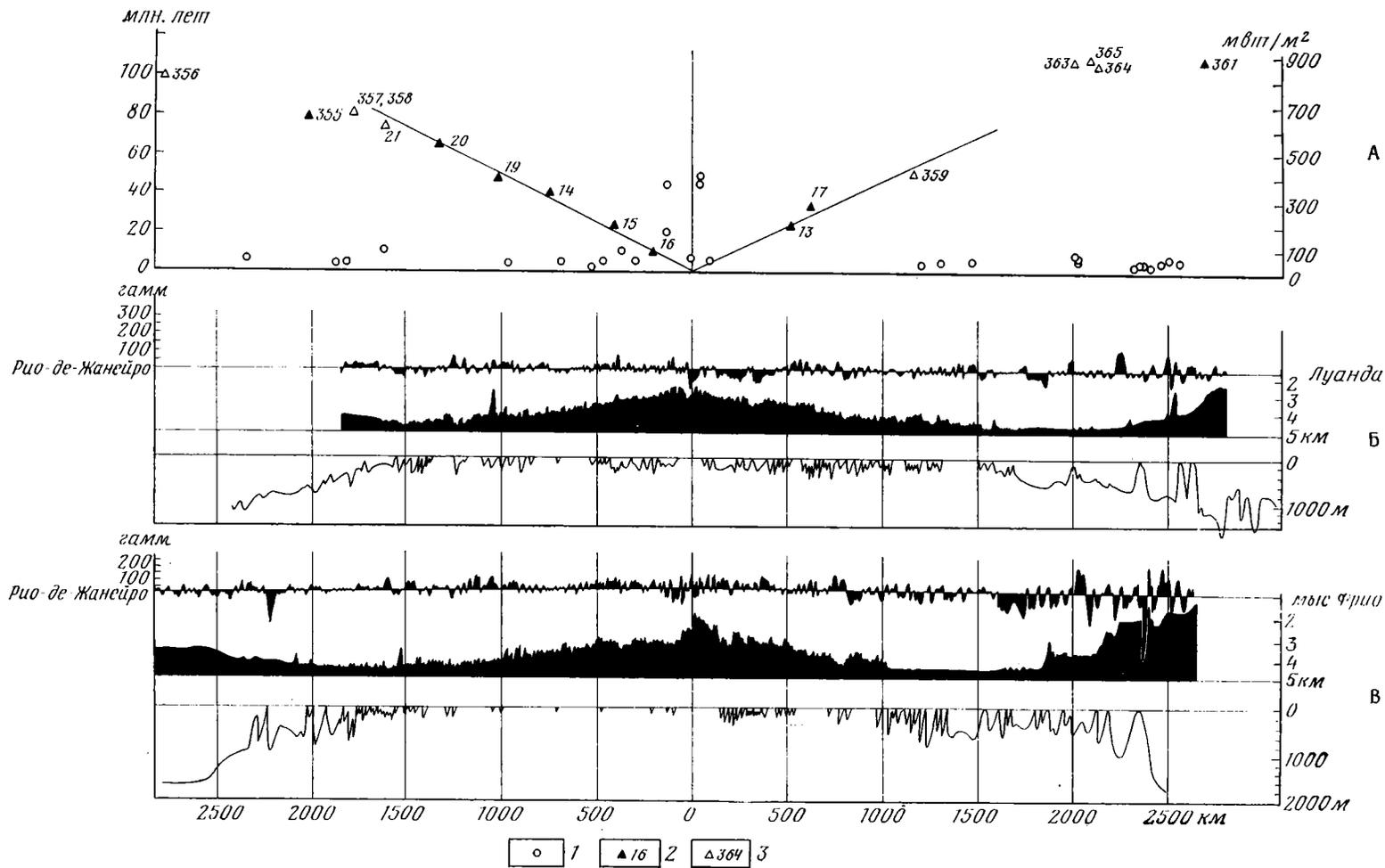
Подобное перекрытие базальтовыми покровами осадочных толщ континентальной окраины было отмечено и в Норвежском море. Базальтовые покровы, вскрытые там скважинами 38-го рейса «Гломар Челленджера» (Taiwan et al., 1977), лежат на смятых в складки осадочных толщах, выявленных глубинным сейсмическим профилированием (Hinz et al., 1975). Континентальные комплексы, перекрытые базальтами, вскрыты бурением на плато Рокколл и на Фолклендском плато (Barker, Dalziel, 1976).

Естественно, можно предполагать, что базальтовые покровы акустического фундамента океанических котловин могут перекрывать не только погруженные толщи осадочных комплексов континентальных окраин, но и, с другой стороны, рифтогенные магматические комплексы нижних частей склонов срединно-океанических хребтов. Таким образом, вся область распространения базальтовых покровов может рассматриваться как область, в пределах которой могут быть найдены как переработанные в процессе деструкции структуры континентальных окраин, так и рифтогенные структуры срединно-океанических хребтов. Отмечаемый прогиб поверхности акустического фундамента в центре котловин позволяет предполагать, что ось такого прогиба отвечает минимальному удалению от современной окраины континента ее прежнего края, ибо, в свете всех канонических положений концепции тектоники литосферных плит, подъем поверхности в сторону континента не может быть свойственным рифтогенному фундаменту.

Рассмотренные выше данные получают чрезвычайно важное дополнение в результатах исследований структуры аномального магнитного поля. При этих исследованиях выявляются заметные отклонения от той регулярной картины чередования линейных аномалий различной полярности, которую можно было бы предполагать при допущении гомогенности фундамента. Эти отклонения выражены в том, что линейность элементарных аномалий рифтогенных хребтов за их пределами большей частью теряется, а интенсивность аномалий уже вблизи подножий склонов хребта и далее за их пределами не убывает закономерно, как это наблюдается над хребтами, а то резко возрастает, то падает до почти полного выравнивания поля. Длина периодов элементарных аномалий при этом также существенно меняется, тогда как в пределах хребтов они более или менее постоянны. Такие изменения характера магнитных аномалий отмечались в Индийском океане при переходе от Аравийско-Индийского хребта к ложу Сомалийской котловины (Виноградов, Удинцев, 1972).

Особенно ярко они проявляются на субширотных профилях через южную Атлантику, полученных в 1-м рейсе «Ивана Киреева» (рис. 1). По обе стороны от современной рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта, характеризующейся аномалиями с амплитудой 100—200 *гамм* и периодом 6—10 миль, наблюдается постепенное уменьшение амплитуд аномалий до 30—70 *гамм*, хотя их периодичность и общий облик сохраняются. Это согласуется с представлениями о старении слагающих хребет толеитовых базальтов, проявляющемся в замещении титаномагнетита на титаномаггемит (Печерский, Назарова, 1974). Магнитовозмущающие тела в пределах хребта имеют линейный характер — это подтверждается совместным анализом материалов модульной и компонентной съемки.

При удалении от оси хребта до подножьев его склонов структура аномального магнитного поля существенно меняется: наблюдается возрастание амплитуд локальных аномалий до 200—400 *гамм* при одновременном увеличении периода до 12—20 миль. В плане аномалии этого типа



образуют линейно-вытянутые краевые зоны, тяготеющие к областям резко расчлененного рельефа у подножья Срединно-Атлантического хребта. Еще далее в сторону континентов Африки и Южной Америки, в пределах ложа Ангольской и Бразильской котловин, аномальное магнитное поле приобретает выровненный, спокойный характер; амплитуда аномалий не превосходит 20—60 *гамм*, а период их составляет примерно 12—20 миль. У подножья континентальных склонов Африки и Южной Америки вновь наблюдаются большие, до 200—400 *гамм*, амплитуды аномалий с периодом 12—20 миль, образующих линейные краевые зоны.

Совместный анализ материалов модульной и компонентной съемок и полигонные исследования, выполненные экспедицией в районе плато Св. Елены и подножья континентального склона Анголы, позволяют утверждать, что среднепериодные магнитные аномалии в пределах упомянутых краевых зон и ложа котловин не обладают отчетливо выраженным линейным простиранием, образуя мозаичную структуру, типичную для эффузивных полей на континентах.

На фоне описанной общей картины аномального магнитного поля отмечены также интенсивные локальные аномалии с амплитудой до 600—1000 *гамм*, приуроченные к крупным вулканическим массивам в пределах котловин (горы ВНИРО, Ширшова, Дампир, Карно и др.) и к дайкам, обрамляющим поднятия фундамента Китового хребта.

Все это позволяет сомневаться в гомогенности магнитоактивного слоя в масштабах впадины Южной Атлантики в целом и предполагать существование по крайней мере трех главных генетических типов аномального поля: рифтогенной области срединно-океанического хребта, эффузивных дислокаций вблизи современной континентальной окраины и подножья склонов срединно-океанического хребта.

Таким образом, магнитометрические наблюдения, выполненные в 1-м рейсе НИС «Иван Киреев» в Центральную и Южную Атлантику, позволяют утверждать, что основанная на гипотезе расширения дна океанов интерпретационная модель магнитоактивного слоя Вайна — Меттьюза (Vine, Matthews, 1963), равно как и ее усовершенствованные аналоги (Atwater, Mudie, 1976; Лейбов, Мирлин, 1978), не противоречат экспериментальным данным лишь в той части акватории, которую занимает Срединно-Атлантический хребет. В рамках этих моделей не находят удовлетворительного объяснения нарушение линейной структуры аномального магнитного поля за пределами хребта и резкое возрастание амплитуд аномалий в краевых зонах, где глубины залегания магнитовозмущающих объектов по крайней мере в полтора раза больше, чем в зоне современного рифта.

В других областях Мирового океана также наблюдается ряд несоответствий морфологии аномального магнитного поля его регулярной картине, которую следовало бы ожидать в случае гомогенной природы. Например, в Норвежской котловине наблюдается сложный веерообразный план аномалий магнитного поля, не согласующийся с общей структурой

Рис. 1. Сопоставление рельефа дна, мощностей осадочного чехла, структуры аномального магнитного поля, теплового потока из недр Земли и возраста базальных осадков и магматического фундамента по разрезам через Южную Атлантику. *А* — возраст фундамента и базальных осадков по данным глубоководного бурения (Barker et al., 1970; Bolli et al., 1978; Maxwell et al., 1970; Supko et al., 1977) и величина теплового потока через дно океана (по А. К. Половой и Я. Г. Смирнову) по осредненному разрезу через Южную Атлантику; *Б* — аномалии магнитного поля (верхняя линия), рельеф дна (средняя линия) и мощность рыхлого осадочного чехла (нижняя линия) по разрезу от Луанды до Рио-де-Жанейро; *В* — то же по разрезу от м. Фрио до Рио-де-Жанейро. Обозначения:

1 — величина теплового потока в *ватт/м²*, *2* — возраст магматического фундамента в скважинах, где он был достигнут, *3* — возраст базальных осадков в скважинах, где магматический фундамент не был достигнут

дна в этом регионе (Белоусов, Удинцев, 1977). Интенсивные аномалии, превышающие по своей амплитуде интенсивность аномалий современной рифтовой зоны, отмечаются многими исследователями для континентальных окраин. Некоторые из них считают наиболее правильным связывать происхождение этих аномалий с крупными интрузивными телами в области флексуры континентального склона (Рабинович, 1978; Taylor et al., 1968; Zietz, 1971). Такое объяснение их природы и нам кажется наиболее логичным. Вместе с тем, по аналогии с аномалиями континентальных окраин, нам кажется возможным связывать интенсивные аномалии подножья срединно-океанических хребтов с зонами краевых дислокаций на контакте рифтогенного хребта с океаническим ложем.

Примечательно распределение величин теплового потока по разрезу через Южную Атлантику, данные о котором были обобщены Я. Г. Смирновым и А. К. Поповой и любезно сообщены нам. На рис. 1 можно видеть, что большие величины теплового потока четко приурочены к осевой части срединно-океанического хребта, а за ее пределами тепловое поле оказывается выровненным.

Сопоставление по рассматриваемым на рис. 1 разрезам через Южную Атлантику данных о морфоструктуре дна, структуре аномального магнитного поля, структуре осадочного чехла, теплового поля приводит нас к выводу о существенной неоднородности строения дна океана, о подразделении его на ряд тектонических зон, развитие которых связано с различными тектоническими процессами. Известное по данным глубоководного бурения увеличение возраста базальных осадков с увеличением расстояния от оси рифта отклоняется при этом от прямой линейной зависимости при переходе от срединно-океанического рифтогенального хребта к ложу котловин и далее к подводным окраинам континентов.

Отмеченные здесь признаки неоднородности, свойственные фундаменту крупнейших морфоструктурных единиц океанических областей, подчеркиваются существованием некоторых характерных морфоструктур второго порядка, развитых в их пределах. Такие вторичные морфоструктуры либо указывают на тектоническую неоднородность внутри крупнейших морфоструктурных областей, либо подчеркивают существующие между ними различия.

Например, ширина и морфология современной рифтовой зоны (в пределах 5-й аномалии магнитного поля) в Южной Атлантике по данным 1-го рейса «Ивана Киреева» от места к месту подвержены существенным изменениям. Бросается в глаза горстовая морфоструктура современной рифтовой зоны, выделяющейся в виде самостоятельного поднятия на фоне грядовой структуры склонов срединно-океанических хребтов. Такова морфоструктура современной рифтовой зоны в Южной Атлантике в районе о. Св. Елены, в Северной Атлантике — в районе Исландии. В структуре Срединно-Атлантического хребта широко распространены и платообразные формы (рис. 2). Наиболее четко выражено Исландское плато. Подобны ему, хотя и выражены менее четко, плато к югу от Азорских о-вов, к югу от разлома Вимы, в районе о. Св. Елены, в районе о. Тристан-да-Кунья. В Индийском океане такие плато вырисовываются в районе о-вов Крозе, а также о-вов Амстердам и Сен-Поль. Они характеризуются, по нашим наблюдениям, повышенными мощностями осадочного чехла и присутствием в его составе пород относительно древнего возраста (Bonatti, Nonnongez, 1971; Лавров, Бараш, 1976; Бараш, Лавров, 1977; Удинцев, Непрочнов, 1975). Магматические породы островов и подводных гор, располагающихся по периферии таких плато, часто имеют щелочной состав, как, например, базальты о-вов Ян-Майен, Св. Елены, гор Бонапарте, Кутузова и Багратиона. Эта особенность магматизма может рассматриваться как признак увеличенной, по сравнению с обычной, глубины очагов выплавления и большей мощности коры.

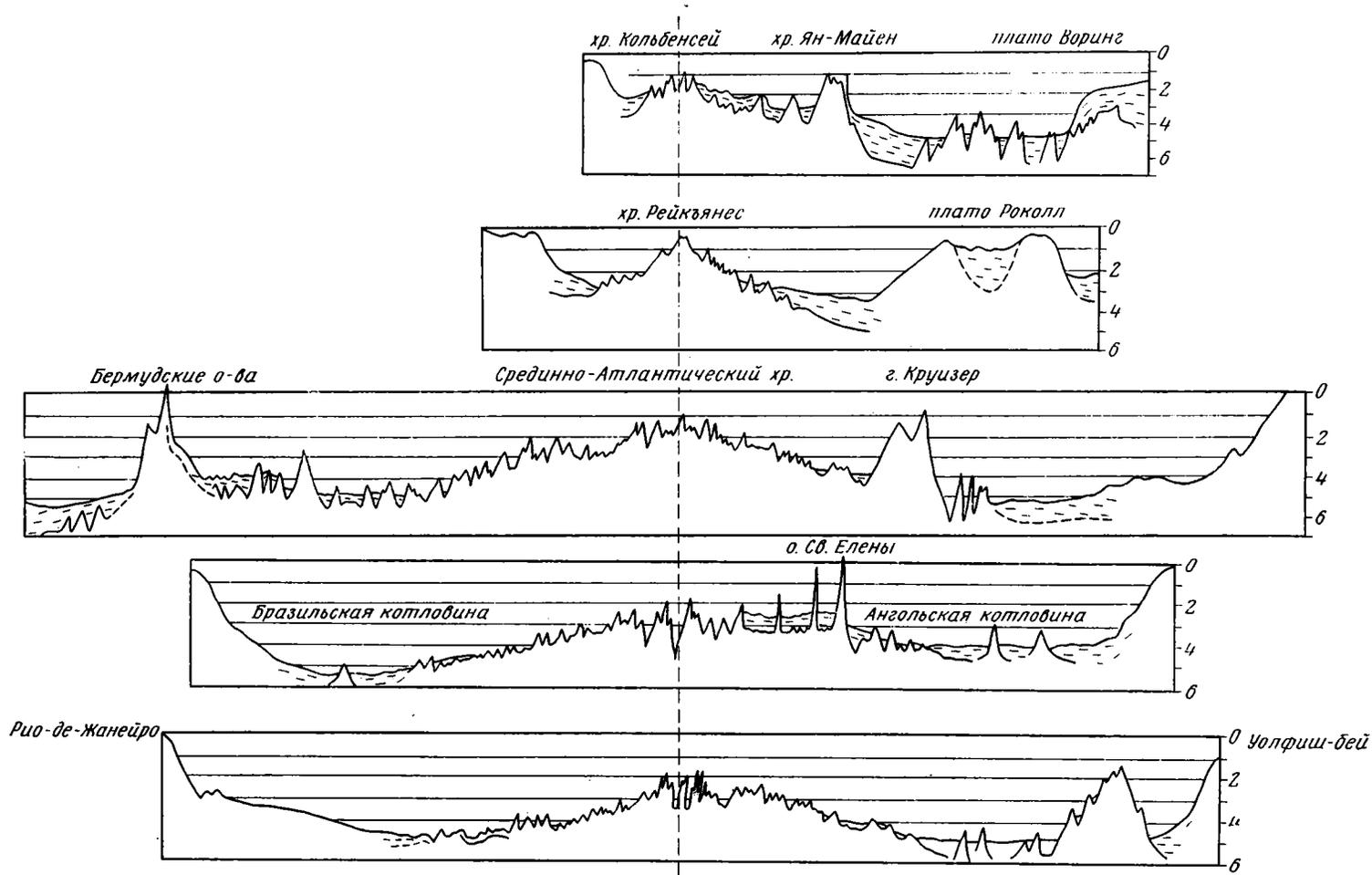


Рис. 2. Мощности покрова рыхлых осадков по генеральным разрезам через Атлантический океан по данным непрерывного сейсмического профилирования

За пределами срединно-океанических хребтов во многих частях океанов существуют хребты и возвышенности, обладающие блоковой, горстовой или сводовой морфоструктурой, осложненной в большинстве случаев вулканическими постройками и покровами. К сожалению, надежных данных о преимущественно тектоническом характере структуры таких поднятий сравнительно мало, и для многих исследователей вопрос об их природе остается открытым. Достаточно ясно решается он, как нам кажется, в отношении хребта Палмера, Ян-Майенского хребта и его южного продолжения в Северной Атлантике, возвышенности Сьерра-Леоне в экваториальной Атлантике, Китового хребта и возвышенности Риу-Гранди в Южной Атлантике, Маскаренского, Мальдивского и Западно-Австралийского хребтов в Индийском океане.

Блоковый, тектонический характер структуры Китового хребта подтверждается, по нашим данным, тем, что в обнажениях его крутых склонов выходят осадочные породы эоцена, а магматические тела, судя по данным сейсмопрофилирования и магнитных съемок, образуют лишь дайковые комплексы вдоль разломов, обрамляющих горстовые массивы (Удинцев, Литвин и др., 1976; Удинцев, Ельников и др., 1976).

С нашей точки зрения, развитие таких морфоструктур только за пределами срединно-океанических хребтов подчеркивает различия в природе фундамента рифтогенных хребтов и смежных с ними котловин. Например, свойственные восточной части Китового хребта горстовые поднятия резко сменяются роем вулканических гор при переходе от ложа Ангольской и Капской котловин к склону Срединно-Атлантического хребта. Допуская связь обеих частей Китового хребта с одним и тем же крупным линеamentом, мы в то же время наблюдаем различную реакцию фундамента океанического ложа и срединно-океанического хребта на тектоническое развитие этого линеamenta (рис. 3).

Отмеченные выше признаки неоднородности структуры дна океанов приводят нас к выводу, что простая альтернатива фиксизм — мобилизм не исчерпывает возможных причин образования океанических впадин. В рамках гипотезы расширяющегося дна процесс рифтогенеза можно, по-видимому, считать ответственным лишь за формирование структуры срединно-океанического хребта, допуская, что развитие котловин происходило в результате преобразования и погружения континентальных окраин. Этим двум процессам сопутствовало формирование базальтовых траппов и внедрение интрузий в зонах дислокаций у подножьев срединно-океанических хребтов и континентальных склонов. Сам процесс рифтогенеза в пределах срединно-океанических хребтов проявляется по-разному, что свидетельствует либо о стадийности развития рифтогенали, либо о существенной неоднородности протокоры океанов.

Положение первоначальной границы океан — континент, вероятно, маскируется сейчас базальтовыми покровами фундамента котловин. Кажется весьма вероятным, что эта граница мигрировала от оси первичного рифта к современному подножью континентальных склонов, отмечая прогрессирующее развитие молодой коры рифтогенального типа и деструкцию погружаемых континентальных окраин, отступающих в глубь континентов.

Исходя из результатов глубоководного бурения (Maxwell et al., 1970; Supko et al., 1977; Bolli et al., 1978), последовательность развития океанической впадины можно представить себе на примере Южной Атлантики примерно следующей (рис. 4):

1) Триас, нижняя и средняя юра. Подъем мантийного диапира и вызванные этим прогрев и эклогитизация пород в основании коры, изостатическое прогибание поверхности суперконтинента, сопровождающееся трансгрессией и образованием шельфового моря по сторонам от оси первичного рифта, возникающего над сводом диапира. Накопление эвапоритов;

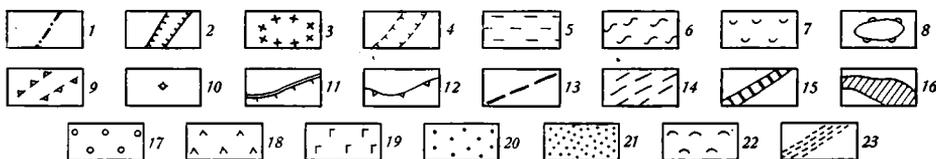
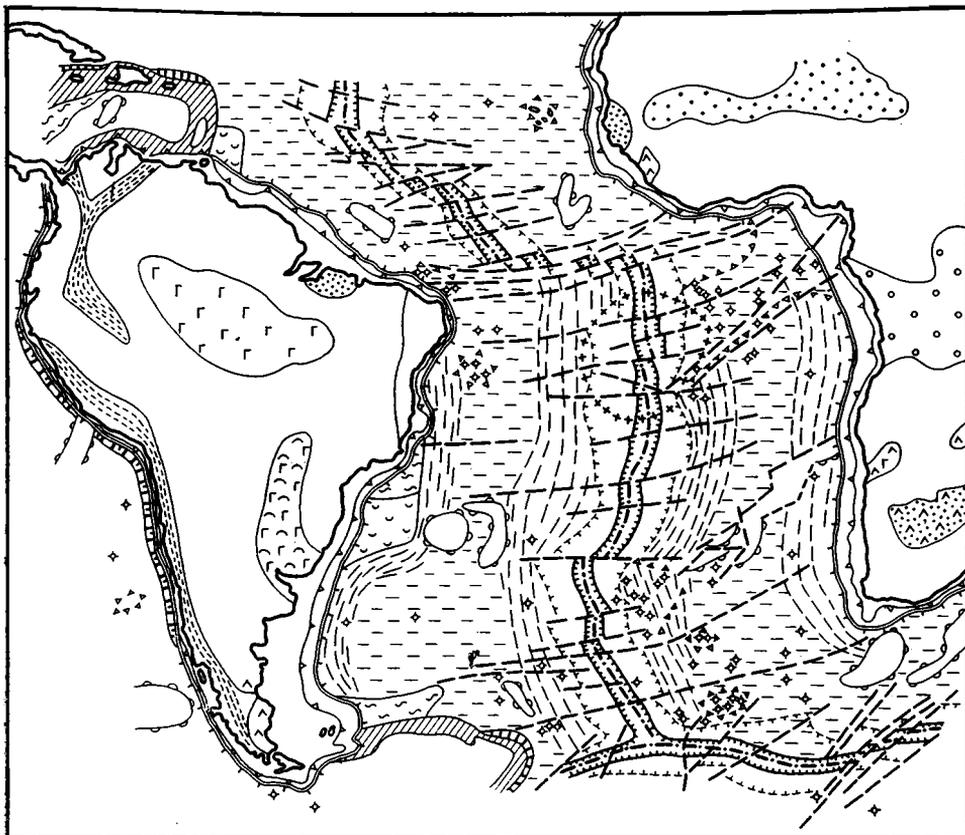


Рис. 3. Тектоническая схема южной части Атлантического океана

1 — ось рифтогенали, 2 — современная рифтогеналь, 3 — плато Св. Елены, 4 — рифтогенная структура срединно-океанического хребта, 5 — ложе котловин, предположительно покрытое базальтовыми траппами, отвечающими акустическому фундаменту, 6 — краевые плато континентов, 7 — наиболее глубоко погруженные части краевых плато, 8 — блоковые и сводовые хребты и поднятия в пределах океанических котловин, 9 — крупные вулканические сооружения в пределах океанических котловин, 10 — подводные горы, большей частью вулканические, 11 — основание континентального склона, 12 — внешний край континентального шельфа, 13 — разломы и зоны разломов, 14 — зоны интенсивных дислокаций и широкого развития интрузий, 15 — глубоководные желоба, 16 — островные дуги, 17 — верхнеюрские смешанные морские и континентальные отложения, 18 — нижнеюрские основные вулканы, 19 — верхнеюрские нижнемеловые основные вулканы, 20 — терригенные и карбонатно-терригенные осадки, 21 — терригенные морские осадки, 22 — верхнеюрские эоловые отложения, 23 — зоны интенсивного горообразования

2) Верхняя юра. Сводное воздымание первичного срединно-океанического хребта, пронизываемого системой даек. Излияние лавовых полей на всем пространстве региона как следствие продолжающегося прогрева низов коры. Начало прогрессирующего углубления котловин по обеим сторонам от срединного хребта;

3) Нижний мел. Продолжающееся воздымание свода срединного хребта, частично компенсируемое изостатическим погружением его. Углубле-

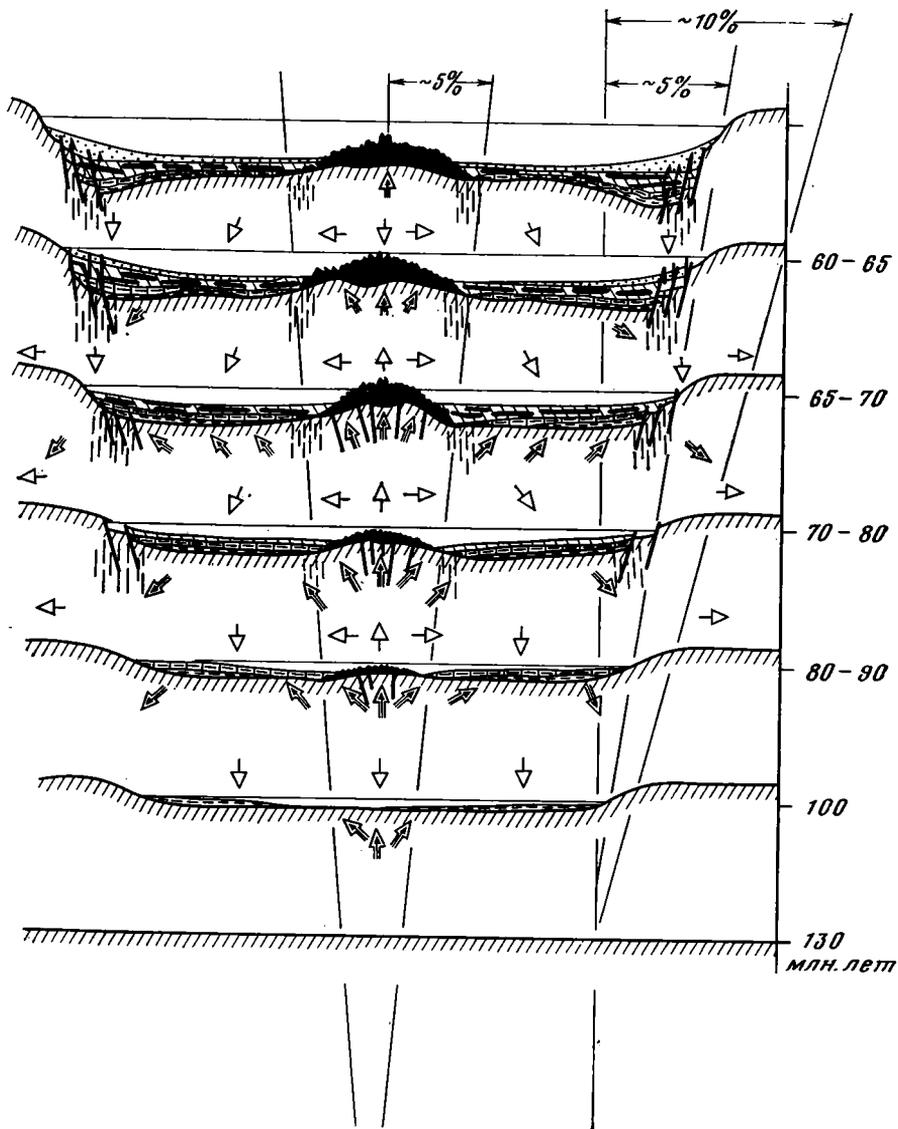


Рис. 4. Стадии развития структуры южной части Атлантического океана. Справа цифрами указан возраст. Вверху вероятное расширение дна океана (в %) за счет расширения рифтогенали и за счет обрушения окраин континентов

ние котловин по сторонам от хребта до 2000 м. Начало рифтогенального расширения срединного хребта за счет вторжения масс глубинного вещества, сопровождающееся гравитационным соскальзыванием чешуй-пластов коры со склонов хребта. Формирование в замкнутых котловинах в эвксинских условиях «черных сланцев». Образование зон краевых дислокаций у подножьев срединного хребта и континентальных склонов и внедрение там интрузий;

4) Верхний мел, третичное и четвертичное время. Продолжающееся воздымание и расширение срединно-океанического рифтогенального хребта, частично компенсируемое его изостатическим погружением. Углубление котловин по сторонам от него до 4000—5000 м, начало глубоководного осадконакопления. За счет возрастающего контраста рельефа

дна между ложем котловин и сводом срединно-океанического хребта происходит трансгрессивное наложение осадочных толщ на склоны хребта, тогда как в осевой зоне хребта за счет повышенной гидродинамической активности и продолжающейся вулканической активности сохраняются условия, препятствующие накоплению мощных слоев осадков. Впадина океана в целом расширяется как за счет расширения литосферы в пределах срединного хребта, вызванного вторжением глубинных масс, так и за счет прогрессирующей деструкции и погружения континентальных окраин, вызывающих отступление континентальных склонов и границы океан — континент в глубь континентов. Морфоструктура современной рифтовой зоны в пределах 5-й аномалии начала формироваться 10 млн. лет назад, и развитие ее продолжается до наших дней.

В этом процессе главной причиной формирования и расширения океанической впадины нам представляется подъем к поверхности Земли глубинного мантийного диапира, вызывающего сводовое поднятие срединно-океанического хребта, его расширение, обрушение континентальных окраин и образование котловин по сторонам хребта, сопровождающееся отступлением континентальных склонов. Вряд ли можно связывать этот мантийный диапризм с конвекцией мантийного вещества в той или иной форме или с механическим раздвижением литосферных плит, предполагаемыми концепцией тектоники плит. В исследованных нами областях мы видим четкие признаки разрушения плит на значительных пространствах, что не согласуется ни с представлениями об их жесткости, ни с представлениями о «конвейерном» наращивании литосферы в рифтовых зонах с заполнением всего пространства океанических областей. Уже обращалось внимание на превышение протяженности зон расширения над протяженностью зон поглощения литосферы (Чудинов, 1976). Обращено внимание и на то, что за последние 165 млн. лет истории Земли расширение дна океанов превышало возможное поглощение литосферных плит примерно на 33%, что отвечало бы увеличению радиуса Земли с юры на 11% (Steiner, 1977). Сопоставимые по масштабам и взаимосвязанные воздымание срединно-океанических хребтов и обрушение континентальных окраин представляются нам реакцией расширяющейся оболочки Земли на неравномерное расширение субстрата при выжимании глубинного вещества к поверхности в форме мантийных диапиров. При этом георифтогенальные срединно-океанические хребты отвечают сводам диапиров, а обрушивающиеся окраины континентов — областям дефицита масс по сторонам диапиров.

Литература

- Артюшков Е. В. Геодинамика. М., «Наука», 1979.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М., Госгеолиздат, 1948.
- Бараи М. С., Лавров Л. С. Обнажения эоцена в экваториальной части Срединно-Атлантического хребта.— Океанология, 1977, № 1.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968.
- Белоусов В. В., Удинцев Г. Б. (ред.) Исландия и срединно-океанический хребет. Строение дна океана. М., «Наука», 1977.
- Виноградов А. П., Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. В., Канаев В. Ф., Непрочнов Ю. П., Петрова Г. Н., Рыкунов Л. Н., Коган Л. И. Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 10.
- Виноградов А. П., Удинцев Г. Б. (ред.) Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. 1—3. М., «Наука», 1972.
- Лавров Л. С., Бараи М. С. Тектонические фазы в развитии Срединно-Атлантического хребта.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 3.
- Лейбов М. Б., Мирлин Е. Г. Моделирование процесса формирования магнитоактивного слоя в основании срединно-океанических хребтов.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1978, № 7.
- Новая глобальная тектоника. Под ред. Л. П. Зоненшайна, А. А. Ковалева. М., «Мир». 1974.

- Печерский Д. М., Назарова Е. А.* Термомагнитное изучение базальтов рифтовой зоны Атлантического океана (30—40° с. ш.).— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1974, № 7.
- Пуцаровский Ю. М.* Как образован Арктический океан? — Природа, 1976, № 10.
- Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н., Разницын Ю. Н., Шмидт О. А.* Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей.— Геотектоника, 1977, № 5.
- Рабинович Ф. Д.* Граница между океанической корой и континентальной корой в западной части Северной Атлантики.— В кн. «Геология континентальных окраин». М., «Мир», 1978.
- Удинцев Г. Б.* О структуре рифтовой зоны Индийского океана.— Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 4.
- Удинцев Г. Б.* Георифтогенали и глобальная тектоника Земли.— Вестн. АН СССР, 1970, № 12.
- Удинцев Г. Б., Непрочнов Ю. П.* 20-й рейс НИС «Академик Курчатов».— Океанология, 1975, № 5.
- Удинцев Г. Б., Литвин В. М., Марова Н. А., Буданова Л. Я., Руденко М. В.* Морфоструктура юго-западной части Китового хребта.— Океанология, 1976, № 2.
- Удинцев Г. Б., Ельников И. Н., Лунарский Г. Н., Красильщикова Г. А.* Сейсмические наблюдения методом преломленных волн на хребте Китовый.— Океанология, 1976, № 3.
- Удинцев Г. Б., Береснев А. Ф.* 1-й рейс г/с «Иван Киреев» по программе Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта АН СССР.— Океанология, 1978, № 6.
- Удинцев Г. Б., Береснев А. Ф., Гордин В. М.* Экспедиция по проблеме граница океан — континент.— Земля и Вселенная, 1979, № 1.
- Чудинов Ю. В.* Расширение Земли как альтернатива «новой глобальной тектоники».— Геотектоника, 1976, № 4.
- Atwater T., Mudie J. D.* Detailed near-bottom geophysical study of the Gorda Rise.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, № 35.
- Barker P., Dalziel I.* Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, v. 36, Washington, 1976.
- Bolli H. M., Ryan W. B. F. et al.* Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, v. 40, Washington, 1978.
- Bonatti E., Honnorez I.* Non-spreading crustal blocks at the Mid-Atlantic Ridge.— Science, 1971, № 174.
- Hinz R., Amann K., Schendt G.* Erdexploration un tieferen Wasser.— Erdol und Kohle-Erdgas-Petrachemie vereingnt mit Brannstoff-Chemie, 1975, Bd 28, H. V.
- Maxwell A. E. et al.* Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, v. 3, Washington, 1970.
- Steiner S.* An expanding Earth on the basis of sea-floor spreading and subduction rates.— Geology, 1977, v. 5, № 5.
- Supko P. R., Perch-Nielsen K. et al.* Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, v. 39, Washington, 1977.
- Taylor P. T., Zietz I., Dennis L. S.* Geologic implications of aeromagnetic data for the eastern continental margin of the United States.— Geophysics, 1968, v. 23.
- Talwani M., Eldholm O.* The continental margin off Norway a geophysical study.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83.
- Talwani M., Eldholm O.* Boundary between continental and oceanic crust at the margin of rifted continents.— Nature, 1973, № 241.
- Talwani M., Udintsev G. et al.* Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, v. 38, Washington, 1977.
- Vine F., Matthews D.* Magnetic anomalies over oceanic ridge.— Nature, 1963, v. 199, № 4697.
- Zietz I.* Eastern continental margin of the United States in Maxwell A. ed. The Sea, v. 4, pt II. N. Y., Wiley, 1971.

УДК 551.242.23

И. А. СОЛОВЬЕВА

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ В СВЯЗИ С ИСТОРИЕЙ ИХ РАЗВИТИЯ

Анализ морфологических особенностей срединно-океанических хребтов, материалов сейсмических исследований и данных глубинного бурения районов хребтов позволяет наметить новую схему развития этих структур рельефа океанического дна. Срединно-океанические хребты закладываются в осевой части зоны растяжения в виде цепочки простых, небольших по амплитуде и поперечным размерам поднятий. В ходе последующего развития происходит рост этих поднятий, усложнение их рельефа и внутренней структуры. Современные срединно-океанические хребты составляют генетический ряд, члены которого находятся на разных последовательных стадиях развития.

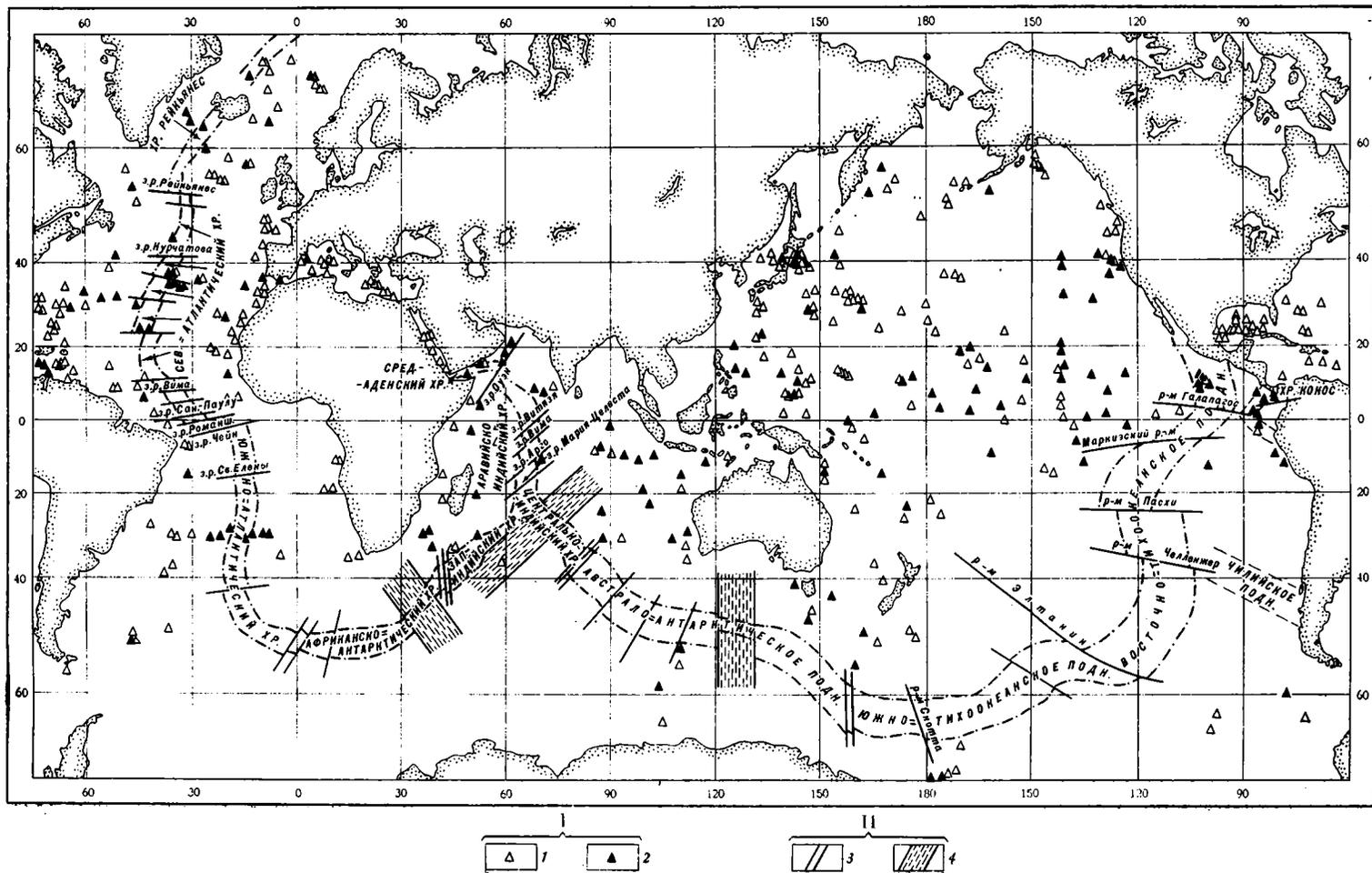
Гетерогенность глобальной системы срединно-океанических хребтов хорошо известна. Отдельные участки этой системы, выделяемые в качестве самостоятельных хребтов, существенно различаются как в морфологическом отношении, так и по своему глубинному строению. Сравнение хребтов по этим показателям может дать важные сведения об общей направленности развития всей системы.

Специальных исследований, посвященных проблеме заложения и развития системы срединно-океанических хребтов, пока немного (Le Pichon et al., 1965; Talwani et al., 1965; van Andel, 1968; Уэрзел, 1969, и некоторые другие), но в целом ряде работ вопрос о сходстве и различии отдельных срединно-океанических хребтов рассматривается в разных аспектах в ряду других проблем (Менард, 1966; Хесс, 1969, 1974; Пущаровский, 1972, 1976, 1978 и др.; Канаев, 1975; Ильин, 1978; Orcutt et al., 1975; Vogt, Johnson, 1975; Houtz, Ewing, 1976, и мн. др.). При этом высказываются прямо противоположные точки зрения на ход развития срединных хребтов.

Намеченный Г. У. Менардом (1966) эволюционный ряд: Восточно-Тихоокеанское поднятие (начальная стадия развития срединных хребтов) — Срединно-Атлантический хребет (зрелая стадия) — поднятие Дарвина (древний отмерший хребет) принимается многими в качестве наиболее правдоподобной гипотезы. Однако существует и иное мнение, согласно которому эволюционный ряд начинается с хребтов типа Срединно-Атлантического, а завершается Восточно-Тихоокеанским поднятием. Существование поднятия Дарвина часто ставится под сомнение (Краузе, 1970, и др.). К обсуждению обеих точек зрения мы вернемся после рассмотрения фактического материала.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

В пределах глобальной системы срединно-океанических хребтов можно выделить две основные ветви (рис. 1): одна (назовем ее Индийско-Атлантической) проходит из Северного Ледовитого океана через Исландию, Срединно-Атлантический, Африкано-Антарктический, Западно-Ин-



дийский хребты и в центральной части Индийского океана соединяется со второй главной ветвью (Индийско-Тихоокеанской). Последняя прослеживается вдоль северо-восточной окраины Тихого океана цепочкой небольших хребтов (Горда, Хуан-де-Фука и др.), к югу от Калифорнийского залива продолжается в виде Восточно-Тихоокеанского поднятия и далее через Южно-Тихоокеанское и Австрало-Антарктическое поднятия и Центральное-Индийский хребет подходит к зоне сочленения с первой ветвью. К северу от этой зоны обе слившиеся ветви протягиваются в виде Аравийско-Индийского и Срединно-Аденского хребтов к грабену Красного моря. Еще севернее явные следы продолжения системы срединно-океанических хребтов теряются. Не исключено, как это предполагают, например, Г. Л. Джонсон и Б. К. Хизен (Johnson, Heezen, 1967) и др., что обе ветви замыкаются, соединяясь через цепочки грабенообразных структур континентов со срединными хребтами Северного Ледовитого океана. Однако вопрос этот проблематичен, мало изучен и в настоящей статье не рассматривается.

Характер сочленения двух соседних хребтов обеих рассмотренных ветвей в огромном большинстве случаев кулисообразный. В этом легко убедиться с помощью батиметрических карт любого масштаба (см., например, «Атлантический океан», 1974; «Тихий океан», 1976; «Индийский океан», 1977, и др.). Однако если в Индийско-Тихоокеанской ветви мы находим кулисообразное сочленение почти в чистом виде, лишь незначительно осложненное поперечными нарушениями, то в Индийско-Атлантической ветви сложные зоны поперечных нарушений часто полностью затушевывают кулисообразный характер сочленения хребтов. Тем не менее в зонах разломов, разделяющих, например, Африкано-Антарктический и Западно-Индийский хребты или Срединно-Атлантический и Африкано-Антарктический, следы кулисообразного сочленения несомненны.

В области сочленения обеих ветвей системы, очевидно, происходит разветвление (или слияние) ветвей. На крупномасштабных батиметрических картах удастся проследить поворот к северу структур Западно-Индийского хребта, но картина сильно осложняется проходящей здесь широкой полосой поперечных нарушений. Неясен тип сочленения Чилийского поднятия, хребтов Галапагосского и др. с Восточно-Тихоокеанским поднятием: здесь имеет место либо разветвление последнего, либо наложение на него (пересечение) субширотных ветвей.

В пределах всей системы срединно-океанических хребтов широко развиты поперечные нарушения. Их детальный анализ и классификация должны составлять предмет отдельной статьи; здесь нам важно отметить в первую очередь их явно неравномерное распределение. В пределах хребтов Индийско-Тихоокеанской ветви существуют значительные по протяженности участки, структура которых практически не нарушена крупными поперечными дислокациями (Восточно-Тихоокеанское поднятие между $5-20^{\circ}$ ю. ш., Южно-Тихоокеанское поднятие на участке от 150 до 180° з. д. и т. д.), зато Индийско-Атлантическая ветвь отличается обилием зон крупных поперечных нарушений, а Аравийско-Индийский хребет и экваториальная зона Срединно-Атлантического хребта почти полностью ими раздроблены.

Поперечные нарушения и связанные с ними отрицательные и положительные структуры поперечного плана явно наложены на первона-

Рис. 1. Обзорная схема срединно-океанических хребтов и расположение скважин глубинного бурения
1 — скважины глубинного бурения; 2 — вошедшие в базальтовый фундамент; 3 — поперечные нарушения; 4 — наиболее крупные зоны глубинных разломов; 5 — зоны развития мелких структур поперечного плана

чальный структурный план хребтов, в чем далее мы будем иметь возможность убедиться. В зонах крупных поперечных нарушений рельеф срединно-океанических хребтов крайне сложен, и судить о морфологических особенностях хребтов можно лишь сопоставляя материалы по наименее нарушенным участкам между разломами.

Впервые такое сопоставление провел Г. У. Менард (1966), сравнив серию батиметрических профилей, пересекающих Восточно-Тихоокеанское поднятие, с одной стороны, и Срединно-Атлантический хребет — с другой. Дальнейшие исследования показали, что хотя рельеф каждого хребта существенно меняется вдоль его простирания (Живаго, 1978; Ильин, 1976, и др.), но главные особенности, отмеченные Г. У. Менардом для обеих рассмотренных им структур, в полной мере реальны. Восточно-Тихоокеанское поднятие действительно «представляет собой очень широкий и низкий свод» с пологими склонами и отчетливо выраженной вершиной. Спокойный рельеф поднятия значительно усложняется лишь на флангах, где резко возрастает степень расчлененности рельефа и амплитуды относительных поднятий и прогибов. Рифтовая долина в виде узкого глубокого грабена отсутствует, ступенчатое строение склонов нехарактерно.

В Срединно-Атлантическом хребте выделяются сравнительно узкая (порядка 200 км ширины) осевая часть или гребень с очень сложным, резко расчлененным рельефом и четко выраженной рифтовой долиной и довольно пологие склоны со сравнительно более простым рельефом, отделенные от гребня батиметрической ступенью. На некоторых участках осевая часть хребта, напротив, представляет собой не горст, а грабен с незначительной относительной амплитудой (Г. Б. Удинцев, устное сообщение).

Анализируя морфологические особенности разных участков системы срединно-океанических хребтов, можно убедиться, что наряду с хребтами, сходными по характеру рельефа либо со Срединно-Атлантическим хребтом, либо с Восточно-Тихоокеанским поднятием, существуют и некоторые промежуточные формы, в рельефе которых проявляются признаки как типичного срединного хребта, так и вала. Более того, нередки случаи, когда рельеф хребта сильно изменяется вдоль его простирания, теряя одни признаки и приобретая другие.

Представленные на рис. 2 профили типичны для отдельных участков системы срединно-океанических хребтов. Первые три относятся к хребтам Индийско-Тихоокеанской ветви, последние — к хребтам Индийско-Атлантической ветви. Профиль через Восточно-Тихоокеанское поднятие (1 на рис. 2) иллюстрирует описанные выше особенности рельефа. При пересечении Австрало-Антарктического поднятия в районе 100° в. д. (2) самый расчлененный рельеф наблюдается в средних и верхних частях склонов, в осевой части сохраняется довольно пологий рельеф, вершина также выражена четко, рифтовая долина отсутствует. Центральнo-Индийский хребет на 20° ю. ш. не имеет пологой осевой части, вершина выражена менее отчетливо, рельеф повсеместно сложно расчленен, на склонах намечаются ступени, а в осевой части — рифтовая долина (3). Последняя вполне отчетливо проявлена в северной части Аравийско-Индийского хребта (4). Здесь начинает сказываться батиметрическая ступень между осевой частью хребта и его склонами, по степени расчлененности рельефа склоны уступают центральной части хребта. В Африкако-Антарктическом хребте (5, пересечение близ 20° в. д.) центральная часть выражена еще более четко, склоны, особенно в нижней своей половине, заметно выполаживаются, но рельеф их остается достаточно сложным; уверенно прослеживается рифтовая долина. Наконец, профиль через Срединно-Атлантический хребет демонстрирует все особенности «классического» срединно-океанического хребта (6).

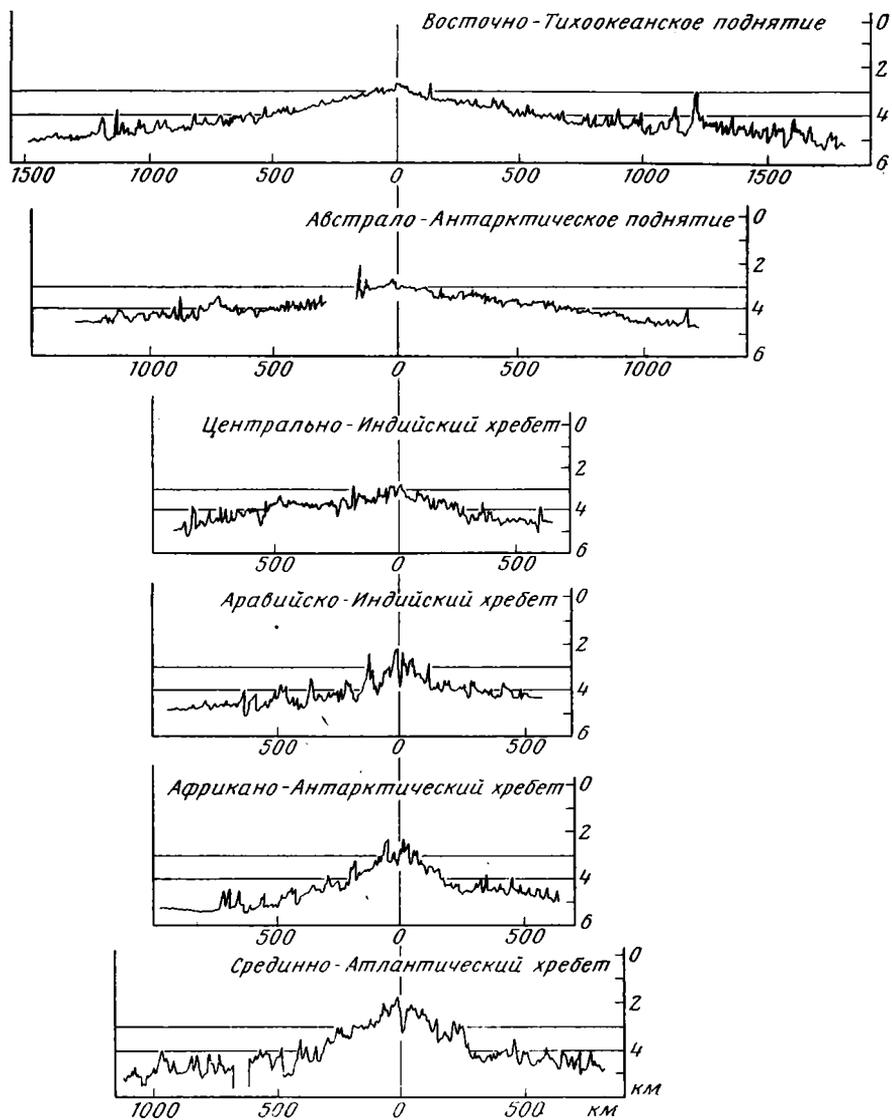


Рис. 2. Батиметрические профили, пересекающие разные в морфологическом отношении хребты

В плане рельеф срединно-океанических хребтов анализировался по картам масштаба 1 : 5 000 000 и более мелким, на которых прослеживаются лишь самые крупные структурные формы — морфоструктуры второго порядка (если структурой первого порядка считать сам хребет). Форма и расположение структур второго порядка хорошо видны уже при шаге изолиний, равном 500 м. Для обеих ветвей системы характер макрорельефа существенно различен.

Индийско-Тихоокеанская ветвь начинается на востоке Восточно-Тихоокеанским поднятием, которое выделяется среди других срединно-океанических хребтов наиболее простым рельефом. Разломы Галапагос и Пасхи разделяют поднятие на три части — северную, среднюю и южную, каждая из которых своеобразна по характеру рельефа (см. карту «Тихий океан», 1976). В северной части осевая зона поднятия выглядит

как простая цепочка линейных и изометричных структур, ориентированных вдоль простирания поднятия и очерченных изобатой 3000 м. Ширина осевой зоны не превышает 100—150 км. Среди макроструктур, развитых на склонах, преобладают изометричные впадины. В средней части поднятия количество макроструктур, поднимающихся на глубины менее 3000 м, резко возрастает, т. е. увеличивается средняя высота осевой зоны и ширина ее. Кое-где между хребтами второго порядка располагаются небольшие линейные впадины с амплитудой прогиба более 500 м. В южной части Восточно-Тихоокеанского поднятия средняя высота рельефа еще больше, отдельные хребты поднимаются на глубины менее 2000 м. На многих участках в центре осевой зоны располагается относительно прогиб, вытянутый вдоль простирания поднятия.

Усложнение макрорельефа Восточно-Тихоокеанского поднятия с севера на юг сопровождается повышением степени раздробленности поднятия поперечными разломами.

Следующее к западу звено рассматриваемой ветви представлено Южно-Тихоокеанским поднятием, рельеф и степень раздробленности которого в целом сходны с южной частью Восточно-Тихоокеанского поднятия. В приосевой зоне внутри изобаты 3000 м здесь наблюдается еще большее количество положительных структур рельефа второго порядка с амплитудой более 500 и даже 1000 м. По форме они чаще всего изометричны, иногда слегка вытянуты вдоль оси поднятия, количество их возрастает в западном направлении. Приосевой прогиб четко выражен на одних участках и отсутствует на других.

Продолжением Индийско-Тихоокеанской ветви в Индийском океане служит Австрало-Антарктическое поднятие, отделенное от Южно-Тихоокеанского сложной зоной субмеридиональных разломов. В макрорельефе западной части этого поднятия преобладают линейные структуры, ориентированные вдоль его простирания. На востоке рельеф сильно осложнен крупными поперечными нарушениями, линейные структуры второго порядка раздроблены, отдельные их части либо погружены, либо смещены по разломам. В результате здесь наблюдается большое количество изометричных форм, сохраняющих, тем не менее, следы первоначальной линейности. На участке между 120 и 128° в. д. поднятие пересечено широкой поперечной зоной, ограниченной с востока и запада сбросами. Участок поднятия в пределах этой зоны погружен не менее чем на 500 м, здесь развиты исключительно поперечные структуры рельефа, четко линейные, прослеживающиеся на расстояниях во многие сотни километров к северу и югу от поднятия. Эта зона явно наложена на первоначальный структурный план — ограничивающие ее разломы срезают продольные структуры всех порядков. Вне зон разломов макрорельеф достаточно прост и сходен с рельефом срединно-океанических поднятий Тихого океана.

Рельеф Центрально-Индийского хребта представлен сложной системой линейных поднятий и прогибов. В осевой зоне протягивается линейный прогиб, на нескольких участках которого обнаружены локальные линейные впадины с относительной глубиной более 500 м — рифтовые долины, не имеющие, однако, широкого развития в пределах данного хребта. Северная часть отсечена от основного хребта зоной развития поперечных структур рельефа. Этот северный участок изометричен по форме, склоны его сильно расчленены. Четкая линейность структур второго порядка нарушена, но тем не менее они явно представляют собой продолжение структур более южной части хребта, а поперечная зона представляется наложенной.

Итак, продвигаясь вдоль Индийско-Тихоокеанской ветви от Калифорнийского залива к центральной части Индийского океана, мы обнаруживаем все большее и большее усложнение макрорельефа за счет развития более сложной системы линейных структур второго и более высоких

порядков. Поперечные нарушения играют при этом сравнительно небольшую роль — их влияние заметно только в узких приразломных зонах или внутри поперечных полос, ограниченных сбросами. Крупные поперечные нарушения довольно редки, и между ними располагаются участки хребтов протяженностью во многие сотни километров с практически полностью сохранившимся первоначальным продольным структурным планом.

Вторая, **Индийско-Атлантическая ветвь**, а также участок системы срединно-океанических хребтов севернее зоны сочленения обеих ветвей отличаются значительно более сложным рельефом, роль поперечных нарушений в характере которого чрезвычайно велика. В пределах второй ветви наименее нарушен поперечными разломами и соответственно относительно прост по рельефу Африкано-Антарктический хребет. Двадцатым меридианом он четко разделяется на две части. Западнее этого меридиана в рельефе хребта преобладают изометричные формы второго порядка, к востоку — линейные, вытянутые строго в направлении простирания хребта. Рифтовая долина здесь четко выражена на одних участках, а на других ее не удается обнаружить среди многочисленных параллельных линейных впадин одного масштаба. Еще далее на восток хребет резко сужается, рифтовая долина превращается в широкую и глубокую впадину огромной протяженности, и лишь две узкие цепочки поднятий по ее бортам, каждая шириной не более 50 км, остаются от более чем 500-километрового центрального свода. Создается впечатление, что восточная часть Африкано-Антарктического хребта испытала погружение на глубину порядка 1 км или более. Погруженный отрезок хребта ограничен поперечными разломами, которые прослеживаются в виде сбросов далеко за пределами хребта, срезая параллельные ему структуры океанического дна. Последнее обстоятельство делает менее вероятным противоположное предположение, что восточная половина Африкано-Антарктического хребта отстала в своем воздымании от западной.

В характере рельефа Западно-Индийского хребта поперечные нарушения играют еще большую роль. Так, вблизи зоны Западно-Мадагаскарского разлома, пересекающей данный хребет на $42\text{--}44^\circ$ в. д., морфоструктуры второго порядка испытывают изгиб. Расположение кулис позволяет предположить правосторонний сдвиг по зоне разлома с амплитудой в первые сотни километров. Восточную половину хребта пересекает под острым углом широкая полоса структур северо-западного простирания, протягивающаяся сюда от Центрально-Индийского хребта (см. выше). В пределах этой полосы изменены первоначальные простирания, форма и размеры морфоструктур второго порядка. Вне зон поперечных нарушений рельеф Западно-Индийского хребта представлен сложной системой продольных прогибов и поднятий. На большинстве участков прослеживается рифтовая долина, глубина которой местами достигает предельно больших значений — 6000 м и более при ширине порядка 30—40 км по изобате 4000 м.

Севернее зоны сочленения обеих ветвей, в экваториальной части Аравийско-Индийского хребта, рельеф наиболее сложен и близок по своему характеру рельефу Срединно-Атлантического хребта. При общем меридиональном простирании Аравийско-Индийского хребта здесь практически не обнаруживается ни одной структуры второго порядка с меридиональной ориентацией оси. Линейные и изометричные формы рельефа вытянуты в северо-западном или северо-восточном направлениях, иногда субширотно. Склоны хребта рассечены многочисленными глубокими впадинами, достигающими осевой части хребта, и осложнены цепочками линейных поднятий, спускающихся вниз по склонам. Линейные хребты и изометричные структуры второго порядка пересекаются, утыкаются друг в друга, впадины по простиранию нередко сменяются поднятиями, иногда сочленяются с последними кулисообразно. В север-

Соотношение поперечных и вертикальных параметров срединно-океанических хребтов

Участки Системы	Ширина по изобате 4000 м	Средняя глубина дна в осевой части, км	Среднее превышение осевой части над изобатой 4000 м
Восточно-Тихоокеанское поднятие	1000—1500	2780	1220
Австрало-Антарктическое поднятие	700—1200	2700	1300
Центрально-Индийский хребет	600—800	2600	1400
Аравийско-Индийский хребет (северная часть)	400—700	2600	1400
Африкано-Антарктический хребет	600—900	2600	1400
Срединно-Атлантический хребет южная часть	500—800	2500	1500
северная часть	400—900	2370	1630

ной части хребта, менее нарушенной поперечными разломами, рельеф несколько проще. Простираения структур второго порядка в целом подчинены здесь единому плану и совпадают с направлением общего простираения хребта, хотя отдельные прогибы и поднятия имеют иную ориентацию. Рифтовая долина прослеживается повсеместно.

Аналогичная картина наблюдается и в пределах Срединно-Атлантического хребта: на участках, слабо нарушенных поперечными дислокациями, структуры рельефа второго порядка линейны, вытянуты вдоль хребта, в осевой части четко выражена рифтовая долина. Поперечные нарушения крайне осложняют эту картину, и существуют участки, где линейных макроструктур практически не наблюдается, а развиты изометричные поднятия, разделенные сетью продольных и поперечных прогибов (Ларин, Соловьева, 1979; Vogt et al., 1971; Laughton et al., 1975). Первоначальный линейный план сохраняется лишь в микрорельефе (Whitmarsh, Laughton, 1976).

Таким образом, из двух ветвей системы срединно-океанических хребтов Индийско-Атлантическая на всем своем протяжении, включая Аравийско-Индийский хребет, отличается значительно более сложным рельефом, чем Индийско-Тихоокеанская. Морфологические отличия обеих ветвей проявляются и в самых общих показателях — в поперечных размерах и относительных средних высотах входящих в их состав хребтов (табл. 1).

Приведенные в табл. 1 сведения о средних глубинах в осевой части хребтов почерпнуты в основном из работы Дж. Склетера и др. (Sclater et al., 1971); поперечные размеры измерены на участках между крупными зонами разломов и вне тех районов, где хребты пересекаются с другими положительными структурами океанического дна. В качестве условного нуля отсчета избрана изобата 4000 м, оконтуривающая глубоководные котловины океанов.

При всей приближенности приведенных в табл. 1 цифр общий вывод представляется вполне очевидным: хребты Индийско-Атлантической ветви имеют примерно равные поперечные размеры и сравнительно большие средние высоты в осевой части. Индийско-Тихоокеанскую ветвь характеризует сокращение поперечных размеров вдоль ветви с востока на запад при одновременном увеличении средних высот. Если далее принять представляющееся вполне логичным допущение, что морфологические особенности срединно-океанических хребтов определяются степенью развития последних, то мы должны будем заключить следующее. Хребты Индийско-Атлантической ветви находятся на одной и той же или, во всяком случае, на близких стадиях своего развития. Хребты,

составляющие Индийско-Тихоокеанскую ветвь, образуют генетический ряд структур первого порядка, находящихся на разных последовательных стадиях развития.

Степень развития срединно-океанических хребтов (стадия) может зависеть в равной мере как от возраста этих структур, так и от скорости их формирования. Поэтому выяснение абсолютного и относительного возраста срединных хребтов как структур рельефа океанического дна

Рис. 3. Пример расположения осадочных образований в осевой части срединно-океанического хребта (по Fox et al., 1976)

Рис. 4. Схема типов внутреннего строения осадочных толщ во впадинах, параллельных рифтовой долине

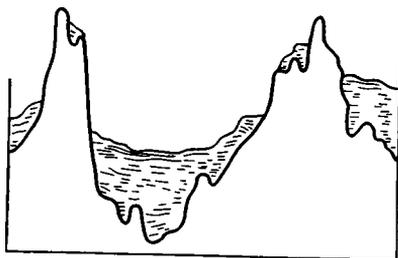


Рис. 3

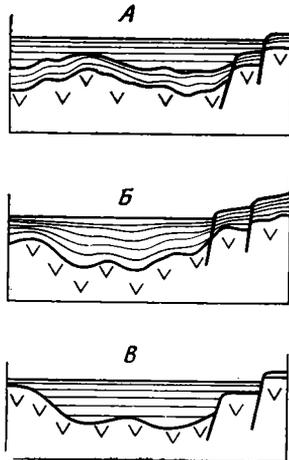


Рис. 4

становится задачей первостепенной важности. В непосредственной связи с этим находится и проблема фундамента срединных хребтов. Для решения обоих вопросов естественно обратиться прежде всего к данным о возрасте, составе и внутреннем строении осадочных толщ, перекрывающих срединно-океанические хребты.

ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Как известно, в пределах срединно-океанических хребтов осадочные толщи резко дифференцированы по мощности (Геолого-геофизический атлас, 1975; Здоровенин, 1974, и мн. др.). Средние мощности осадочных отложений на нижних частях склонов хребтов выше, чем в глубоководных котловинах; на верхних частях склонов и в приосевых частях — обычно ниже. Многочисленные данные сейсмических исследований и материалы глубинного бурения показывают, что осадки отсутствуют лишь на островерших пиках и на крутых участках склонов хребтов второго и более высоких порядков (рис. 3). На пологих участках склонов, во впадинах, на горизонтальных и субгоризонтальных площадках бортов грабенообразных структур разных порядков осадки обнаруживаются повсеместно вплоть до осевых частей хребтов, и мощность их измеряется порой сотнями метров. Так, например, в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта между 36 и 37° с. ш. скважинами 411 и 412 вскрыты осадочные слои мощностью 70 и 170 м соответственно (Geotimes, 1977, № 5). По группе скважин 419—429 близ оси Восточно-Тихоокеанского поднятия мощности осадков варьируют от 30—40 до 150 м и т. д.

Даже по отношению к рифтовым долинам правильнее говорить о малой мощности осадков, чем о полном их отсутствии (Poehls, 1974; Непрочнов и др., 1972, и мн. др.). В последней из указанных работ приведен сводный сейсмический разрез через рифтовую долину Аравийско-

Индийского хребта по данным МОВ и ГСЗ. Только в осевой части долины шириной около 5 км методом ГСЗ осадочный покров не обнаружен, зато на восточном борту долины мощность осадков достигает 1 км.

Расположение осадков в виде останцов на пологих площадках бортов грабенообразных структур, а кое-где и на вершинах хребтов второго и более высоких порядков, свидетельствует о том, что формирование внутреннего рельефа срединно-океанических хребтов происходило после накопления, во всяком случае, какой-то части ныне существующих осадочных образований. Убедительные подтверждения этого мы находим, анализируя внутреннюю структуру осадочных толщ. К настоящему времени в пределах хребтов различными методами сейсмопрофилирования пройдены многие сотни тысяч километров профилей. К сожалению, из этого огромного фактического материала опубликована только ничтожная его часть, поэтому невозможно провести массовый анализ накопленных фактических данных и оценить, насколько типичны следующие намечающиеся особенности внутреннего строения осадков.

На большинстве сейсмических профилей, пересекающих срединно-океанические хребты, наблюдается усложнение внутренней структуры осадков с глубиной. В верхней части осадочного разреза слои залегают, как правило, горизонтально или субгоризонтально, ниже они деформированы, причем степень деформированности нарастает к основанию разреза в одних случаях постепенно, в других — скачком (рис. 4, а, б)¹. Реже встречаются впадины, в осадочной толще которых выявляются два или более угловых несогласий. В рифтовых долинах и на многих участках впадин поперечных разломов наблюдается горизонтальное залегание всех осадочных слоев (рис. 4, в).

Разломы, ограничивающие как продольные, так и поперечные впадины, усложняют картину. В зависимости от амплитуды вертикального смещения по ним, слои осадков либо изгибаются и утончаются близ плоскости разлома, либо испытывают разрыв. Мощность осадков, сохранившихся на ступенях грабенов, обычно ниже, чем в их осевых частях, видимо, за счет размыва и сноса верхних горизонтов.

Нижняя часть осадочной толщи, деформированная согласно кровле фундамента, как правило, составляет примерно половину, а порой и больше, общей мощности осадков независимо от того, наблюдаются ли на данном участке угловые несогласия внутри осадков или разрез их непрерывен. Мощности слоев, слагающих нижнюю часть разреза, практически одинаковы как на относительных поднятиях фундамента (за исключением островерхих пиков), так и в его прогибах. Не исключено, что эта часть осадков отлагалась в условиях горизонтального или субгоризонтального залегания кровли фундамента и затем одновременно с последним подверглась деформации.

Итак, местоположение осадков и их внутреннее строение позволяют предположить, что срединно-океанические хребты как структуры рельефа начинают образовываться на определенном этапе развития океанических бассейнов, когда на первично горизонтальном или субгоризонтальном дне последних уже накопилась довольно мощная толща осадочных отложений.

Верхние горизонтальные слои осадков в значительной мере образованы переотложенным, снесенным с поднятий веществом нижних частей осадочного разреза в ходе формирования хребтов и на последующих этапах. Горизонтальное залегание осадков в рифтовых долинах, параллельных им впадинам центральных частей хребтов и на ряде участков зон поперечных разломов свидетельствует о более позднем образовании

¹ Конкретные разрезы см., например, в работах Davis, Lister, 1977; Initial Rep. ..., Leg. 21, 1974, и др.; Гавельянец и др., 1974; ARCYANA, 1975; Van Andel et al., 1973, и мн. др.

этих структур по сравнению с основными структурами рельефа срединно-океанических хребтов. Нельзя, однако, не отметить, что и в пределах крупных зон поперечных разломов кое-где наблюдается двухслойное строение осадочной толщи. Примером может служить участок в районе $36,7-37^\circ$ з. д., в главной впадине разлома Океанограф (Fox et al., 1976; фиг. 2). На представленных в указанной работе профилях отчетливо видно, что нижний слой осадков деформирован согласно кровле фундамента. Таким образом, и здесь мы находим следы существования первичного океанического дна (если предложенная выше интерпретация углового несогласия внутри осадочных толщ срединных хребтов справедлива).

В литологическом отношении осадочные толщи срединно-океанических хребтов представлены своеобразными образованиями (так называемыми фациями срединных хребтов), в состав которых входит обломочный и переотложенный материал, вулканокластиты, вулканические пеплы и т. д. Кроме этих отложений в пределах срединных хребтов широко развиты разного рода илы — фораминиферовые, силикатные, карбонатные, с наннопланктоном. К нижним частям разреза тяготеют меловые илы, толщи мела, прослой глины; в базальных горизонтах нередко прослой металлизированных кремней, железомagneзиальных окислов (табл. 2). Такой набор компонент характерен для глубоководных океанических котловин, т. е. в осадочных образованиях срединных хребтов присутствуют и глубоководные фации. К сожалению, недостаточное количество фактических данных не позволяет установить разницу в литологическом составе верхней и нижней частей осадочного разреза в случае его двухслойного строения, и прямых литологических доказательств существования на месте современных срединных хребтов первичного океанического дна пока нет. Однако имеющиеся материалы во всяком случае не противоречат таким представлениям.

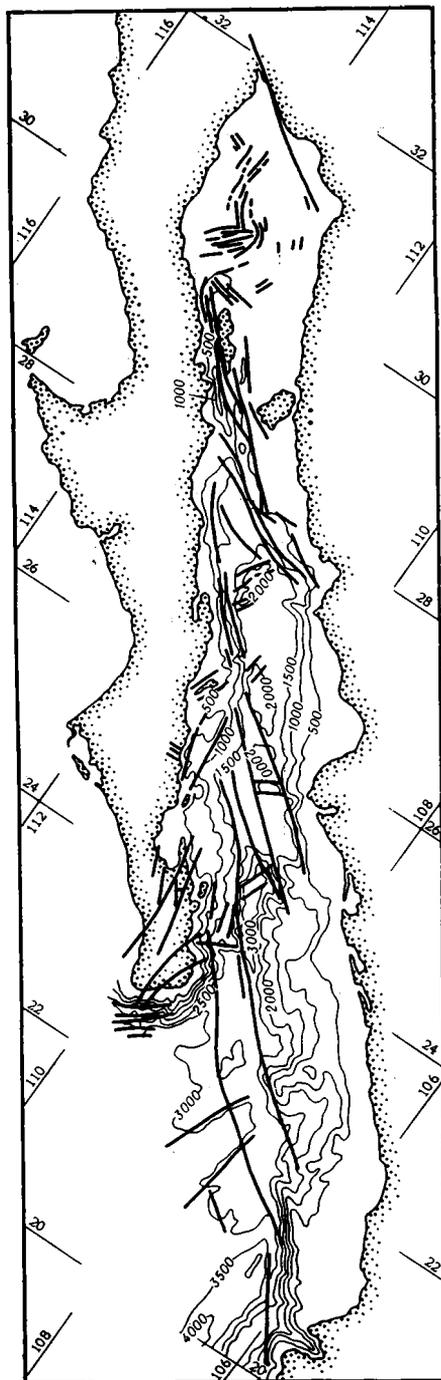


Рис. 5. Батиметрическая схема и разломы фундамента Калифорнийского залива (по Larson, 1972; Moore, 1973; Henyey, Bischoff, 1973; Bischoff, Henyey, 1974, и др.)

Литологический состав осадков и возраст древнейших отложений, вскрытых скважинами в районах срединно-океанических хребтов¹

Хребет	Номера скважин		Мощность вскрытых осадков, м	Возраст древнейших отложений	Литологический состав осадков
	в приосевой зоне и верхних частях склонов	в нижних частях склонов			
Рейкьянес	408		320	Миоцен	Нанноилы, песок, глины, мергели, глаукониты
	409		80	Плиоцен	Песок, глины
	114		622	Поздний миоцен—ранний плиоцен	Илы, глины, алевролиты
Северо-Атлантический		407	300	Миоцен	Песок, глины, нанномел, силикатные илы
	410		330	»	Нанноилы, нанномел
	411		70	Плейстоцен	Наннофораминиферовые илы
	412		170	»	»
	(413) ²		150	»	Наннофораминиферовые илы, фораминиферовый песок
	395		93	Поздний миоцен	Фораминиферовые и нанноилы, в основании металлизированные глины
	396		150	Средний миоцен	То же
	(353)		385	Плейстоцен	Илы, глины, песок
	332		149	Поздний плиоцен	Наннофораминиферовые, силикатные илы
	333		219	Плиоцен	»
	334		245	Поздний плиоцен	»
335		450	Средний миоцен	»	
	(359)	107	Эоцен	Фораминиферовые и нанноилы, в основании вулканический материал, туфы, брекчии	
Южно-Атлантический	15		142	Нижний миоцен	Нанноилы, мел
	16		175	Верхний миоцен	Серые нанноилы, мел
Западно-Индийский		14	108	»	Разнообразные илы
		245	389	Ранний палеоцен	Глины, нанноилы и мел
		251	487	Нижний миоцен	Нанноилы, мел
Аравийско-Индийский		238	506	Нижний олигоцен	Фораминиферовые и нанноилы, в основании нанномел, прослой вулканического пепла, цеолитов
	(232)		434	Верхний миоцен	Песок, глины
Аденский	233 ³		276	Верхний плиоцен	»
		265	444	Средний миоцен	Нанноилы, мел
Австрало-Антарктическое поднятие	(419)		46	Плиоцен	Бурые глины, фораминиферовые и нанноилы
	420		116	»	Фораминиферовые и нанноилы, в основании диатомиты, богатые пиритом, глины с прослоями илов
Восточно-Тихоокеанское поднятие	421		95	»	»
	422		50	Плейстоцен	»
	423		38	»	»
	427		146	Средний эоцен	»
	428		63	Плиоцен	»
	429		31	»	»
	82		214	Средний миоцен	Биогенные илы, глины, в основании железистомагнезиальные окислы
					Биогенные илы
	81		409	Нижний миоцен	

Таблица 2 (окончание)

Хребет	Номера скважин		Мощность вскрытых осадков, м	Возраст древнейших отложений	Литоологический состав осадков
	в приосевой зоне и верхних частях склонов	в нижних частях склонов			
Кокосовый	424		37	Плейстоцен	Фораминиферовые, силикатные, нанноилы
	425		82	Нет данных	Нет данных
Галапагосский	(156)	158	323	Средний миоцен	Илы, мел, в основании кремни, пески, мел, илы, железистомагнезиальные окислы
			4	Плейстоцен	
	157		431	Верхний миоцен	Силикатно-карбонатные илы, мел
	83		241	Средний миоцен	Илы, прослой глин, вулканических пеплов
	84		254	Поздний миоцен	Глины, мергели с обильным включением вулканических пород (прослой, пеплы, обломки)

¹ Данные приведены по Initial Report . . . , а со скв. 407 и далее — по журналу «Geotimes».

² Скважина не достигла фундамента.

³ Под осадками вскрыты интрузивные тела.

Началу формирования срединно-океанических хребтов как структур рельефа океанического дна предшествует, по-видимому, динамическая обстановка растяжения, растрескивания ранее существовавшей коры и образование молодой коры океанического типа. К такому выводу приходит Ю. М. Пушаровский (1978), и свидетельства этому мы находим там, где срединно-океанические хребты подходят к континентам и продолжают в пределах последних в виде зон растяжения. В Северной Америке это район Калифорнийского залива и протягивающаяся к северу от него зона развития грабенообразных структур, между Азией и Африкой — Аденский залив и Красное море.

Детальные батиметрические исследования, проведенные в районе Калифорнийского залива, показали, что центральная, наиболее глубоководная часть последнего, образована продольной цепочкой кулисообразно сочленяющихся грабенов, ограниченных вертикальными сбросами (рис. 5) и осложненных кое-где поперечными структурами также типа грабенов. Здесь налицо структуры растяжения — продольного и поперечного, но никаких следов центрального поднятия — будущего срединного хребта — в рельефе дна пока нет. В Красном море при большей амплитуде растяжения мы находим цепочку небольших по амплитуде относительных поднятий, располагающихся вдоль оси центральной впадины (Геолого-геофизический атлас..., 1975). В Аденском заливе существует уже типичный срединный хребет, амплитуда растяжения здесь еще больше. Таким образом, срединно-океанический хребет зарождается в осевой части зоны растяжения на молодой океанической коре при достижении амплитудой растяжения определенной величины. Растяжение предшествует началу формирования срединных хребтов, и оба явления, очевидно, генетически взаимосвязаны. Естественно предположить, что описанная последовательность событий имеет место не только в краевых зонах континентов, но и в океанах. Если это так, то возраст древнейших осадков срединно-океанических хребтов должен соответствовать времени образования первичной трещины растяжения, а возраст углового несогласия в осадочной толще или возраст древнейших горизонтально-слоистых отложений — моменту начала формирования

структур хребта. При этом необходимо учитывать, что развитие хребта, возможно, происходит на фоне продолжающегося растяжения и, следовательно, начальные моменты зафиксированы только в осадках нижних частей склонов (где, кстати, мы и находим чаще всего двухслойный осадочный чехол). По мере движения вверх по склонам к осевой части хребта возраст древнейших отложений может омолаживаться, что и имеет место в действительности. Правда, как мы увидим далее, отдельные, пока еще единичные, факты дают основание сомневаться в значительной роли процесса растяжения с момента начала формирования срединного хребта.

ДАнные ГЛУБИННОГО БУРЕНИЯ

Обратившись к рассмотрению материалов о возрасте древнейших осадков срединно-океанических хребтов, мы сталкиваемся с рядом трудностей. Прежде всего это крайне малое количество данных глубинного бурения. К настоящему времени в океанах пробурено почти 450 скважин, но из них только 42 в пределах срединно-океанических хребтов: 34 в приосевых зонах и верхних частях склонов и 8 — в нижних частях склонов. При этом в шести скважинах акустический фундамент не был достигнут, а в четырех — вскрытые базальты оказались интрузивными телами. Несколько скважин пробурены в непосредственной близости друг от друга (на расстояниях менее 1°) и характеризуют, по сути дела, один и тот же участок хребта (скв. 411—413, 419—423, 424—425, 427—429, 407—408, 232—233). Таким образом, глубинным бурением изучены всего 29 отдельных участков, из них детально (3 и более скважины) три: два участка на Северо-Атлантическом хребте, один на Восточно-Тихоокеанском поднятии. Столь немногочисленные сведения не могут, разумеется, служить основой для сколько-нибудь убедительных выводов, базируясь на них, мы можем лишь попытаться наметить некоторые особенности, требующие дальнейшей проверки.

Ряд данных, полученных по скважинам, и распределение последних по разным хребтам приведены в табл. 2. По большинству указанных скважин окончательные результаты еще не опубликованы, все сведения приведены по журналу «Geotimes» (скв. с 407 и далее).

Второе обстоятельство, ограничивающее возможность использования материалов глубинного бурения для выяснения возраста древнейших осадков, — не всегда удачное расположение скважин относительно структур рельефа срединных хребтов. Наглядный тому пример — скважины 395 и 396. Обе они пробурены в приосевой зоне Срединно-Атлантического хребта, в бортах линейных впадин, параллельных рифтовой долине. Впадины выполнены горизонтально залегающими слоями осадков, мощность которых в осевых частях, согласно данным сейсмических исследований (Geotimes, 1976, № 4), превышает 300 м. Скважины прошли по осадкам 93 и 150 м соответственно и вошли в фундамент бортов впадин, вскрыв только верхние части осадочного чехла: скважина 395 прошла меньше трети разреза, скважина 396 — примерно половину. Возраст древнейших осадков определен как поздне- и среднемиоценовый (8 и 13 млн. лет). Если скорость осадконакопления за все время заполнения рассматриваемых впадин была примерно одинакова, то при горизонтально-слоистом залегании осадков возраст древнейших отложений в осевых частях впадин должен быть оценен в 24 и 26 млн. лет, т. е. ранний миоцен и поздний олигоцен. Не исключено, что на первых этапах формирования рельефа срединно-океанических хребтов скорость осадконакопления была ниже; тогда нижние горизонты осадочного разреза окажутся еще древнее.

Точно так же располагаются на бортах межгорных впадин, т. е. вскрывают явно неполный осадочный разрез, скважины 16, 238, 251, 332,

359 и некоторые другие. Казалось бы, во всех этих случаях очевидна необходимость введения соответствующей поправки при оценке возраста древнейших отложений. Однако это приводит к резкому расхождению результатов с определениями возраста фундамента по магнитным аномалиям. И напротив, в некоторых случаях согласовать оценки возраста фундамента по магнитным данным, с одной стороны, и по древнейшим осадкам — с другой, удается только в предположении, что вскрыт неполный осадочный разрез. При этом иногда для такого предположения нет серьезных оснований. Характерный пример — интерпретация материалов по скв. 114 (Initial Rep..., Leg. 12). Эта скважина располагается на восточном склоне хр. Рейкьянес в центральной части продольной линейной впадины. Ее местоположение относительно структур фундамента и данные сейсмопрофилирования не дают повода сомневаться в полноте осадочного разреза в точке бурения. Скважина 114 вскрыла 622 м субгоризонтально залегающих осадков и вошла в базальты 2-го слоя. Возраст древнейших осадков определен как поздний миоцен — ранний плиоцен, что хорошо совпадает с определением возраста фундамента К/Аг-методом (5 млн. лет), но не согласуется с соответствующими оценками по магнитным аномалиям (10 млн. лет). Чтобы объяснить такое расхождение, принимается предположение, что нижняя часть осадочного разреза не вскрыта, а захоронена в базальтах кровли фундамента.

Однако если в принципе возможно захоронение осадков, накапливавшихся на протяжении примерно 5 млн. лет, то 1) не исключено, что и на других участках базальты перекрывают или переслаивают значительную часть осадочного разреза, т. е. оценки возраста древнейших отложений могут быть за счет этого повсеместно занижены, и 2) следует заключить, что формирование базальтов 2-го слоя срединно-океанических хребтов может продолжаться длительное время (порядка нескольких млн. лет). Оба вывода прямо подтверждаются материалами глубинного бурения на других участках. Во всех без исключения скважинах, где были подняты керны фундамента, обнаружено, что последний образован переслаиванием отдельных потоков базальтовых лав разной мощности с вулканическим стеклом, брекчиями, пиллоу-лавами, гиалокластитами (скв. 245, 251, 265, 333, 408, 411, 420—429 и др.). Во многих случаях в фундаменте обнаружены прослой осадочных пород или отдельные их включения на глубинах в десятки и сотни метров от его кровли (скв. 332, 334, 335, 395, 396, 407, 410, 412). В скв. 396, прошедшей по фундаменту 255 м, по всему разрезу обнаружены прослой песчаника, в брекчиях — песчаный цемент. В кернах скв. 332 прослой нанномела прослеживаются вплоть до глубин более 500 м внутри фундамента. В верхних горизонтах 2-го слоя прослой осадочных пород обнаружены повсеместно. Само по себе существование таких прослоев свидетельствует о значительных перерывах во времени между отдельными фазами вулканической активности, а увеличение их процентного содержания вверх по разрезу 2-го слоя можно рассматривать как показатель постепенного затухания магматизма в области срединно-океанических хребтов. На завершающем этапе, по-видимому, происходило внедрение интрузии и пластовых тел (скв. 81—83, 233).

Оценить продолжительность времени формирования 2-го океанического слоя можно было бы путем определения абсолютного возраста базальтов из его верхнего и нижнего горизонтов. В этом плане большой интерес представляют данные скв. 427, пробуренной близ оси Восточно-Тихоокеанского поднятия в зоне разлома Сикейрос. Под 146 м осадков скважина вскрыла базальты, имеющие абсолютный возраст 44 млн. лет. Это значение, аномально-высокое по сравнению с определениями возраста фундамента по магнитным аномалиям (3—5 млн. лет), возможно, соответствует времени формирования средних горизонтов разреза 2-го

океанического слоя на данном участке. Действительно, разлом Сикейрос представляет собой грабен, пересекающий Восточно-Тихоокеанское поднятие. Глубина дна на участке бурения скв. 427 примерно на 600 м больше, чем на прилежащих участках осевой части поднятия, а разница в мощности осадков около 100 м (146 м против 30—60 м на оси поднятия — скв. 428 и 429). Следовательно, скважина 427 вскрывает горизонт базальтов, располагающийся на глубине порядка 700 м ниже их кровли. Возраст базальтов кровли фундамента, по данным соседних скважин 428 и 429, плиоценовый (2,0 и 4,6 млн. лет соответственно). Таким образом, следует заключить, что 700-метровая толща базальтов 2-го океанического слоя формировалась на рассматриваемом участке со среднего эоцена до плиоцена, т. е. на протяжении 40 млн. лет. Такое заключение резко противоречит общепринятым представлениям и, несомненно, нуждается в проверке путем целенаправленного бурения во впадинах поперечных разломов. Пока скважина 427 — единственная из пробуренных в зонах разломов, где вскрыт 2-й океанический слой, но если полученные по ней предварительные данные не ошибочны, то они заслуживают самого пристального внимания, так как дают прямое свидетельство длительного развития земной коры в области срединно-океанических хребтов. В этом случае можно предположить, что и сами хребты как структуры рельефа имеют достаточно продолжительную историю.

ДАННЫЕ ГЛУБИННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Рассмотрим, наконец, материалы о глубинном строении срединно-океанических хребтов. Первые сведения о глубинном строении земной коры Восточно-Тихоокеанского поднятия, полученные во второй половине 50-х годов (Менард, 1966; Talwani et al., 1965), позволили наметить основные особенности: отсутствие «корня» под поднятием, утонение 3-го океанического слоя к осевой части поднятия, аномально-низкие (7,3—7,6 км/сек) скорости продольных волн на границе Мохоровичича в узкой зоне под осевой частью, непрерывное развитие 2-го слоя и относительное его утолщение на склонах поднятия. К этому можно добавить, что под склонами поднятия, согласно данным Г. У. Менарда, на ряде участков наблюдались аномально-высокие (8,3—8,5 км/сек) скорости продольных волн на границе Мохоровичича и большой разброс значений скорости на всех глубинных границах раздела. В ходе последующих исследований все перечисленные особенности глубинного строения земной коры Восточно-Тихоокеанского поднятия были полностью подтверждены (Ludwig et al., 1970; Shor et al., 1970; Reid et al., 1975; Vogt, Johnson, 1975; Oreutt et al., 1976; Rosendahl et al., 1976, и др.). Глубинные границы раздела залегают в целом согласно, испытывая подъем с приближением к центральной части поднятия (Houtz, 1976; Houtz, Ewing, 1976), скорость на кровле 3-го слоя варьирует в пределах 6,7—7,1 км/сек, на кровле 2-го слоя интервал изменения скоростей много шире. Детальные сейсмические исследования дали возможность установить слоистое строение верхней части земной коры — оказалось, что 2-й слой состоит по крайней мере из трех слоев. Верхний из них характеризуется скоростями до 4 км/сек, в среднем скорости изменяются от 4,6 до 5,7 км/сек, в нижнем — от 5,9 до 6,4 км/сек, т. е. вариации скорости на всех границах раздела достаточно велики. Средние мощности соответственно 0,34; 0,83 и 1,8 км (там же). По данным Р. Хоутца и Дж. Юинга (Houtz, Ewing, 1976) под осевой зоной Восточно-Тихоокеанского поднятия во всех слоях земной коры скорости низкие, однако закономерного убывания скоростей от флангов к осевой зоне не наблюдается. Значительные вариации скорости, возможно, в какой-то мере обусловлены упругой анизотропией слагающих поднятие пород, но главная причина скорее всего — гетерогенность вещества коры в горизонтальном направлении.

Интересные данные получены на двух продольных профилях, протягивающихся вдоль осевой зоны поднятия между 8,5 и 9,5° с. ш. (Rosendahl et al., 1976). Горизонтальная расслоенность 2-го слоя наблюдается на всем участке исследований, местами то один, то другой прослой выклиниваются. Общая мощность 2-го слоя — 1,5—3,0 км. Залегающий ниже 3-й слой характеризуется скоростями 6,5—7,2 км/сек, мощность его вдоль оси поднятия изменяется в пределах 4—6 км. Уменьшение мощности сопряжено с относительными понижениями рельефа. Под зоной разлома, пересекаемой обоими профилями, утонены как второй, так и третий слой. Скорости на разделе Мохоровичича повсеместно ниже нормальных (7,5—7,9 км/сек).

Проведенные по той же методике исследования строения земной коры хребтов Срединно-Атлантического и Рейкьянес, а также северной и экваториальной частей Тихого океана вскрыли совершенно аналогичную картину горизонтальной расслоенности 2-го слоя (Houtz, 1976). Новым по сравнению с предшествующими исследованиями явилось присутствие в составе земной коры и широкое площадное развитие верхнего горизонта 2-го слоя со скоростями продольных волн от 3 до 4 км/сек (слой 2А). Природа этого горизонта неясна. Р. Е. Хоутц рассматривает две альтернативные точки зрения: это либо уплотненные, частично кремнеземные осадки, пронизанные силлами и насыщенные интрузиями, либо вулканогенные образования, и высказывает мысль, что на разных участках природа слоя 2А может быть различна. В частности, в пределах срединно-океанических хребтов, по мнению Р. Е. Хоутца и ряда других исследователей (Fox, DeLong, 1976; Herron, 1972, и др.), слой 2А имеет вулканическую природу. Если это так, то, согласно рассмотренным выше разрезам (Houtz, Ewing, 1976; Rosendahl et al., 1976), Восточно-Тихоокеанское поднятие в своей центральной части полностью лишено осадочного покрова — верхнюю часть разреза занимает слой 2А. Такую же картину Р. Е. Хоутц и Дж. Юинг рисуют для Срединно-Атлантического хребта и хр. Рейкьянес. Это, однако, противоречит не только данным ГСЗ и МОВ по срединно-океаническим хребтам, но и результатам глубинного бурения. Как мы видели, во всех без исключения скважинах, пробуренных на срединных хребтах, были вскрыты осадочные отложения, мощность которых измеряется, как правило, первыми сотнями метров. Причина такого расхождения скорее всего кроется в особенностях методики работ с донными сейсмографами. На участках, где нет такой резкой, как на срединных хребтах, дифференциации мощности осадков, последние легко обнаруживаются с помощью донных сейсмографов, и оценки их мощности вполне удовлетворительно согласуются с данными ГСЗ.

Аномально-низкие скорости на подошве коры — характерная особенность всех срединно-океанических хребтов, однако в некоторых существенных деталях каждый хребет своеобразен. Профиль, пройденный методом преломленных волн вкрест хребта Хуан-де-Фука (Shog et al., 1968), обнаружил под осевой частью хребта утонение слоя 3, подьем границы М и аномально-низкие скорости под этой границей (7,3 км/сек). По характеру сейсмического разреза этот хребет, как и хребет Горда (Shog et al., 1968), полностью аналогичен Восточно-Тихоокеанскому поднятию. Ширина зоны с аномально-низкими скоростями в верхней мантии не превосходит 150—200 км. Напротив, под такими хребтами, как Северо-Атлантический (Le Pichon et al., 1965; Van Andel, Bowin, 1968; Keen, Tramontini, 1970; Fewler, Mathews, 1974; Poehls, 1974, и др.) и Рейкьянес (Talwani et al., 1968, 1971; Ле Пишон и др., 1977, и др.), ширина аномальной зоны в центральной части хребта измеряется многими сотнями километров (до 1000 км и более). Под флангами этих хребтов наблюдается обычно незначительное погружение границы М в сторону центральной части хребта, далее — довольно резкий ее подъем и полное

нарушение корреляции между данными отдельных профилей: сильный разброс значений скорости, различная ориентация преломляющих горизонтов. Последнее наиболее типично для Срединно-Атлантического хребта. Под хребтом Рейкьянес на кровле низкоскоростной мантии интервал вариаций скорости несравнимо уже (Talwani et al., 1968, 1971; Francis, 1969, и др.). Под центральными частями рассматриваемых хребтов низкоскоростная мантия, или «коро-мантийная смесь», залегает на глубинах порядка 5—7 км, а под Восточно-Тихоокеанским поднятием — на глубинах 8—13 км. Единственный сейсмический профиль, пройденный близ оси Центрально-Индийского хребта (Francis, Raitt, 1967; Фишер, 1970), выявил преломляющую границу со скоростью 7,6 км/сек на глубине 10,5 км.

Имеющихся данных явно недостаточно для уверенных выводов, однако намечается следующая закономерность: по мере перехода от подводных поднятий типа Восточно-Тихоокеанского через промежуточные формы к хребтам типа Срединно-Атлантического зона аномальной мантии под центральными частями хребтов значительно расширяется и испытывает некоторый подъем. Одновременно усложняются и сейсмические характеристики аномального слоя: если под Восточно-Тихоокеанским поднятием «коро-мантийная смесь» повсеместно характеризуется пониженными значениями скоростей, то под Срединно-Атлантическим хребтом на ее кровле наблюдаются как аномально-низкие, так и повышенные (до 8,5 км/сек) скорости продольных волн. Последний факт интерпретируется как результат сложного блокового строения центральных частей срединно-океанических хребтов (Удинцев и др., 1973; Непрочнов, 1973, и др.). При этом, очевидно, блоки должны весьма сильно различаться по составу пород, если на соседних участках в одинаковых (или близких) условиях температур и давлений разница в скоростях достигает 1 км/сек и более.

Специальные исследования, проведенные в рифтовых долинах, выявили существенные различия в строении земной коры разных участков системы срединно-океанических хребтов. Под рифтовой долиной Центрально-Индийского хребта удалось изучить лишь верхнюю часть коры (Непрочнов и др., 1972). Глубина рифтовой долины на участке исследований 3,1—3,2 км. Дно долины покрыто маломощным (до 200 м) слоем рыхлых осадков, которые подстилаются породами со скоростями 4,5 км/сек мощностью 0,9—1,3 км. Ниже скорость имеет значение 6,5 км/сек.

Три профиля, пройденные на разных участках рифтовой долины Аравийско-Индийского хребта, вскрыли сходные разрезы коры: при глубине дна $5 \pm 0,3$ км на дно долины выходят породы со скоростью 5,0—5,3 км/сек, мощность которых 2,5—3,3 км; скорость на подошве этого слоя 7,0—7,2 км/сек (Непрочнов и др., 1972; Зверев и др., 1974). На двух из этих профилей, ориентированных вдоль и вкрест рифтовой долины, на глубине около 15 км (14—16 км) обнаружена преломляющая граница со скоростью 9,0 км/сек. Интересно отметить, что совершенно аналогичный разрез земной коры вплоть до границы со скоростью 9,0 км/сек обнаружен под впадиной одного из поперечных разломов Северо-Атлантического хребта, или «поперечной рифтовой долиной», по терминологии Г. Б. Удинцева (1972; Удинцев и др., 1973), и на двух участках продольной рифтовой долины того же хребта до границы со скоростью 7,0—7,2 км/сек (более глубокие границы раздела обнаружить не удалось). Разрез земной коры рифтовой долины Западно-Индийского хребта отличается от описанных выше разрезов лишь более низкими (4,5 км/сек) скоростями в верхнем слое (Непрочнов и др., 1972). В то же время на других участках Северо-Атлантического хребта (Poehls, 1974; Whitmarsh, 1973, и др.) строение коры под рифтовой долиной существенно иное. Так, согласно данным К. А. Поэлса, при глубине 2,7 км дно долины образовано породами со скоростями 3,11 км/сек (слой 2А?),

мощность которых 1,41 км. Ниже залегает 3-й слой мощностью 2,93 км, характеризующийся скоростью 6,3 км/сек. Под его подошвой скорость имеет значение 8,34 км/сек. Таким образом, на данном участке кора отличается от нормальной океанической сильно утоненным 3-м слоем и отсутствием слоев 2В и 2С (скорость на разделе Мохоровичича 8,3 км/сек встречается в океанах довольно часто).

Результаты исследования глубинного строения земной коры рифтовых зон указывают на отсутствие упругой анизотропии пород: скоростные разрезы коры, полученные на двух парах продольных и поперечных профилей (на Северо-Атлантическом и Аравийско-Индийском хребтах), совершенно одинаковы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Попытаемся теперь обобщить рассмотренные материалы и наметить общую направленность развития срединно-океанических хребтов.

Результаты батиметрических исследований в Калифорнийском заливе, Красном море и Аденском заливе показывают, что срединно-океанический хребет зарождается в осевой части зоны растяжения при достижении определенной амплитуды раздвигания континентальной коры. На начальной стадии развития будущий хребет представляет собой цепочку простых центральных поднятий (осевая часть Красного моря), размеры которых увеличиваются по мере продолжающегося раздвигания, а рельеф усложняется (Срединно-Аденский хребет).

Примерно на той же стадии развития, что и Срединно-Аденский хребет, находится северный конец Восточно-Тихоокеанского поднятия. В рельефе дна этот участок, как и Срединно-Аденский хребет, представлен серией линейных и изометричных, но вытянутых вдоль общего простираия, положительных структур, разделенных относительными прогибами. Вершина четко выражена лишь на отдельных участках (см. Larson, 1972). Сходная картина наблюдается и южнее вплоть до зоны разлома Пасхи. Продвигаясь далее вдоль Индийско-Тихоокеанской ветви, мы наблюдаем все последовательные стадии развития срединных хребтов.

Иными словами, анализ имеющихся материалов приводит к заключению, что развитие срединно-океанических хребтов идет от простых форм к сложным. Вероятно, в зонах раздвигания ранее существовавшей коры создаются благоприятные условия для подъема и излияний базальтов и внедрения в верхние горизонты литосферы мантийных дериватов. Последние, видимо, поступают вверх вначале по узкому каналу (на современном этапе — под осью Восточно-Тихоокеанского поднятия), а с течением времени этот канал либо расширяется (широкая зона аномальной мантии под Срединно-Атлантическим и подобными ему хребтами), либо при той же ширине подводящего канала в нижней части коры и под ее подошвой происходит накопление поднимающегося мантийного вещества, заполняющего постепенно все более широкую зону и проникающего на более высокие горизонты.

Коль скоро поднимающееся вещество верхней мантии представляет собой частичный или полный расплав, в его верхних горизонтах должно начаться турбулентное движение, образование восходящих и нисходящих локальных потоков за счет хотя бы неравномерного остывания. Последнее неизбежно, поскольку и перекрывающая кора и поступающие порции вещества мантии гетерогенны по составу и структуре (данные сейсмических исследований о значительных вариациях скоростей продольных волн, результаты глубинного бурения). Возможно, именно такие локальные перемещения вещества — одна из причин формирования рельефа срединно-океанических хребтов в виде чередования горстов и грабенов разных порядков: поднятия начальных стадий развития хребтов представляют собой скорее куполообразные структуры, а не горсты

(см., например, сейсмические профили в Красном море и Аденском заливе — Initial Rep., 1975, Leg. 24).

Начавшийся как следствие действия сил растяжения процесс подъема мантийного вещества в дальнейшем, по-видимому, играет ведущую роль в развитии срединно-океанического хребта. Не исключено, что с определенного момента динамическая обстановка в бывшей зоне растяжения изменяется. Меньшие поперечные размеры развитых срединно-океанических хребтов по сравнению с находящимися на более ранних стадиях развития, возможно, результат действия сил поперечного сжатия, в обстановке которого при продолжающемся подтоке глубинного вещества могли образовываться центральные горсты (центральные участки хребтов, ограниченные батиметрической ступенью). Последние, как было показано, характерны лишь для срединных хребтов Индийско-Атлантической ветви, имеющих относительно малую ширину и крайне сложный рельеф.

Геологические свидетельства сжатия в зонах срединно-океанических хребтов приведены в работах А. В. Пейве (1975, 1976) и ряде других. С изменением динамического режима естественно связать также уменьшение магматической активности, на которое указывает обилие осадочных прослоев в верхних горизонтах 2-го океанического слоя хребтов. Вероятно, скорость подъема мантийного вещества со временем затухает, а затем этот процесс вовсе прекращается, и тогда на месте центрального горста образуется структура грабена (некоторые участки Срединно-Атлантического хребта). Можно предположить, что с этого момента начинается деградация срединно-океанического хребта как положительной структуры рельефа океанического дна.

В предлагаемой схеме развития срединно-океанических хребтов остается открытым вопрос о времени заложения первичного поднятия, т. е. об абсолютном и относительном возрасте отдельных участков системы. Как мы видели, данные глубинного бурения пока что не могут служить базой для сколько-нибудь уверенных суждений по этому вопросу, в лучшем случае мы получаем сведения о возрасте базальтов кровли 2-го океанического слоя на разных участках или времени заложения определенной впадины, но не о возрасте хребта как структуры рельефа дна. В то же время вряд ли можно игнорировать тот факт, что ни в одной скважине не вскрыты осадки древнее эоценовых (единичный случай) или миоценовых. С учетом всех возможных неточностей, о которых шла речь выше, следует, по-видимому, все же признать, что современные срединно-океанические хребты были заложены и развивались, во всяком случае, в кайнозойское время на океанической коре того же возраста или несколько древнее. Вопросы о том, существовали ли на океаническом дне до кайнозоя структуры типа современных срединных хребтов, как образовывалась кора остальных частей океанов и др., выходят за рамки настоящей работы и требуют анализа материалов по всем океаническим территориям.

Литература

- Атлантический океан. Карта м-ба 1 : 20 000 000. М., ГУГК, 1974.
- Газельганц А. А., Грибанов А. М., Коган Л. И., Маловицкий Я. П., Мерклин Л. Р., Мистрюков Ю. М., Удинцев Г. Б. Сейсмические исследования осадочной толщи методом отраженных волн на море.— В кн.: Методика геофиз. исследований океанов. М., «Наука», 1974.
- Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М., ГУГК, 1975.
- Живаго А. В. Морфоструктуры дна юго-восточной части Тихого океана.— В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М., «Наука», 1979.
- Зверев С. М., Косминская И. П., Непрочнов Ю. П., Рыкунов Л. Н. Методика и перспективы сейсмических исследований земной коры и верхней мантии океанов.— В кн.: Методика геофиз. исследований океанов. М., «Наука», 1974.
- Здоровенин В. В. Мощности осадочного покрова в Тихом океане по сейсмическим данным.— В кн.: Тихий океан. Геофизика дна Тихого океана. М., «Наука», 1974.

- Ильин А. В. Геоморфология дна Атлантического океана. М., «Наука», 1976.
- Ильин А. В. Морфоструктура дна океана и некоторые вопросы глобальной тектоники.— Геотектоника, 1978, № 6.
- Индийский океан. Карта масштаба 1 : 10 000 000. М., ГУГК, 1977.
- Канаев В. Ф. Индийский океан. М., «Мысль», 1975.
- Краузе Д. К. Экваториальная зона сдвига.— В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970.
- Ларин В. Н., Соловьева И. А. Морфологические свидетельства продольного растяжения срединно-океанических хребтов.— Докл. АН СССР, 1979, т. 244, № 5.
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.
- Непрочнов Ю. П. Особенности волновых полей и строение земной коры Индийского океана.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов. М., «Наука», 1973.
- Непрочнов Ю. П., Ельников И. Н., Холопов Б. В. Геофизические данные о строении земной коры рифтовой зоны и окружающих ее областей.— В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М., «Наука», 1972.
- Пейве А. В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта.— Геотектоника, 1975, № 5.
- Пейве А. В. Новая модель строения Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. М., «Наука», 1976.
- Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Пуцаровский Ю. М. О происхождении Восточно-Тихоокеанского поднятия.— В кн.: Палеонтология. Морская геология. М., «Наука», 1976.
- Пуцаровский Ю. М. Тектонические движения в океанах.— Геотектоника, 1978, № 1.
- Ле Пишон К., Франшито Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М., «Мир», 1977.
- Тихий океан. Карта м-ба 1 : 25 000 000. М., ГУГК, 1976.
- Удичев Г. Б. Экспедиция в рифтовую зону Индийского океана на «Витязе» (36-й рейс).— В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М., «Наука», 1972.
- Удичев Г. Б., Берсенева А. Ф., Вержбицкий Е. В., Гайнанов А. Г., Дмитриев Л. В., Литвин В. М., Марова Н. А., Мелихов В. Р., Мирлин Е. Г., Пантелеев В. Л., Печерский Д. М., Попова А. К., Холопов Б. В., Шеина Л. П., Шараськин А. Я. Геолого-геофизические исследования в VI рейсе НИС «Академик Курчатов» в Северной Атлантике.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов. М., «Наука», 1973.
- Уэрзел Дж. Глубинная структура окраин материков и срединно-океанических хребтов.— В кн.: Геология и геофизика морского дна. М., «Мир», 1969.
- Фишер Р. Л. Срединный хребет на юге центральной части Индийского океана.— В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970.
- Хесс Г. Срединно-океанические хребты и тектоника дна океана.— В кн.: Геология и геофизика морского дна. М., «Мир», 1969.
- Хесс Г. История океанических бассейнов.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974.
- ARCYANA — Transform fault and rift valley from bathyscaph and diving saucer.— Science, 1975, v. 190, No. 4210.
- Bischoff J. L., Henyey T. L. Tectonic elements of the central part of the gulf of California.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 85, No. 12.
- Davis E. E., Lister C. R. B. Tectonic structure on the Juan de Fuca Ridge.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, v. 88, No. 3.
- Fowler C. M. R., Matthews D. Seismic refraction experiment on the Mid-Atlantic Ridge in the Famous area.— Nature, 1974, v. 249.
- Fox P. Y., DeLong S. E. Healing of oceanic layer 2A: geophysical and geological consequences (abstract).— Trans. Amer. Geophys. Union, 1976, v. 57, No. 2.
- Fox P. Y., Schreiber E., Rowlett H., McCamy K. The geology of the Oceanographer fracture zone: a model of fracture zone.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, No. 23.
- Francis T. J. G. Upper mantle structure along the axis of the Mid-Atlantic Ridge near Iceland.— Geophys. Roy. Astron. Soc., 1969, v. 17, No. 3.
- Francis T. J. G., Raitt R. W. Seismic refraction measurements in the southern Indian Ocean.— J. Geophys. Res., 1967, v. 72, No. 20.
- Geotimes, 1975—1979, v. 20—25.
- Henyey T. L., Bischoff J. L. Tectonic elements of the northern part of the Gulf of California.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, No. 1.
- Herron S. Sea-floor spreading and the Cenozoic history of the east-central Pacific.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, No. 6.
- Houtz R. E. Seismic properties of layer 2A in the Pacific.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, No. 35.
- Houtz R., Ewing J. Upper crustal structure as a function of plate age.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, No. 14.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg. 1—41, 1970—1978.
- Johnson G. L., Heezen B. C. The Arctic mid-ocean ridge.— Nature, 1967, v. 215.
- Keen C., Tramontini C. A seismic refraction survey on the Mid-Atlantic Ridge.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1970, v. 20, No. 2.

- Larson R. L. Bathymetry, magnetic anomalies and plate-tectonic history of the mouth of the Gulf of California.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, No. 11.
- Laughton A. S., Roberts D. G., Graves R. Bathymetry of the northeast Atlantic: Mid-Atlantic Ridge to southwest Europe.— *Deep-Sea Res.*, 1975, v. 22, No. 12.
- Ludwig W. J., Nafe J. E., Drake C. L. Seismic refraction.— *The Sea*, 1970, v. 4, No. 1, pt. 1.
- Moore D. G. Plate-edge deformation and crustal growth, Gulf of California structural province.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, v. 84, No. 6.
- Orcutt J. A., Kennett B. L. N., Dorman L. M., Prothero W. A. Evidence for a low-velocity zone underlying a fast spreading rise crest.— *Nature*, 1975, v. 256.
- Orcutt J. A., Kennett B. L. N., Dorman L. M. Structure of the East-Pacific Rise from an ocean bottom seismometer survey.— *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1976, v. 26, No. 3.
- Le Pichon X., Houtz R. E., Drake C. L., Nafe J. E. Crustal structure of the mid-ocean ridges. I. Seismic refraction measurements.— *J. Geophys. Res.*, 1965, v. 70, No. 2.
- Poehls K. A. Seismic refraction on the Mid-Atlantic Ridge at 37° N.— *J. Geophys. Res.*, 1974, v. 79, No. 23.
- Reid I., Orcutt J. A., Prothero W. A. A seismic refraction profile on the East Pacific Rise at 21° N (abstract).— *Eos. Trans AGU*, 1975, v. 56, No. 5.
- Rosendahl B. R., Raitt R. W., Dorman L. M., Bibee L. D., Hussong D. M., Sutton G. H. Evolution of oceanic crust. I. A physical model of the East Pacific Rise crest derived from seismic-refraction data.— *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, No. 30.
- Slater J. G., Anderson R. N., Bell M. L. Elevation of ridges and evolution of the Central-Eastern Pacific.— *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, No. 32.
- Shor G. G., Dehlinger P., Kirk H. K., French W. S. Seismic refraction studies off Oregon and Northern California.— *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, No. 6.
- Shor G. G. Jr., Menard H. W., Raitt R. W. Structure of the Pacific Basin.— *The Sea*, 1970, v. 4, No. 1, pt. II.
- Talwani M., Le Pichon X., Ewing M. Crustal structure of the mid-ocean ridges. 2 Computed model from gravity and seismic refraction data.— *J. Geophys. Res.*, 1965, v. 70, No. 2.
- Talwani M., Windisch C., Langseth M., Heirtzler J. R. Recent geophysical studies on the Reykjanes ridge.— *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1968, v. 49, No. 1.
- Talwani M., Windisch C., Langseth M. Reykjanes Ridge crest: a detailed geophysical study.— *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, No. 2.
- Van Andel T. The structure and development of rifted mid-oceanic rises.— *J. Marine Res.*, 1968, v. 26, No. 1.
- Van Andel T. H., Bowin C. O. Mid-Atlantic ridge between 22 and 23° N latitude and the tectonics of mid-ocean rises.— *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, No. 5.
- Van Andel T. H., Rea D. K., Herzen R. P., Hoskins H. Ascension Fracture zone, Ascension island and the Mid-Atlantic ridge.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, v. 84, No. 5.
- Vogt P. R., Johnson G. L. Transform faults and longitudinal flow below the mid-oceanic ridge.— *J. Geophys. Res.*, 1975, v. 80, No. 11.
- Vogt P. R., Johnson G. L., Holcombe T. L., Gilg J. G., Avery O. E. Episodes of sea-floor spreading recorded by the North Atlantic basement.— *Tectonophysics*, 1971, v. 12, No. 1.
- Whitmarsh R. B. Median valley refraction line, Mid-Atlantic Ridge at 37° N.— *Nature*, 1973, v. 246, p. 297—298.
- Whitmarsh R. B., Laughton A. S. A long-range sonar study of the Mid-Atlantic Ridge crest near 37° N (FAMOUS area) and its tectonic implications.— *Deep-Sea Res.*, 1976, v. 23, No. 11.

УДК 551.240+551.241

В. К. КУЧАЙ, Р. Л. ВЭССОН

ФИКСИРОВАННЫЕ ГОРЯЧИЕ ЗОНЫ, ТИПЫ ОРОГЕНЕЗА И КАЙНОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА ЗАПАДА США

В астеносфере и литосфере достаточно независимо существуют свои неоднородности. В астеносфере это горячие зоны, зоны субдукции и зоны транспортирования литосферных плит. Основными элементами литосферы являются океанические и континентальные плиты и образованные ими группы плит. В работе выделяются открытый и перекрытый типы неоднородностей в мантии. При открытом типе раздвигаемые литосферные плиты постепенно удаляются от горячей зоны. Перекрытый тип характеризуется прогреванием, растяжением и утонением литосферы в процессе ее прохождения над горячей зоной. Для открытого типа неоднородностей характерно формирование линейно-полосчатых чередующихся зон положительно и отрицательно намагниченных горных пород, которое отсутствует в зонах перекрытых неоднородностей. В статье приведены данные о том, что горообразование запада США идет в условиях перекрытой горячей зоны.

Интенсивные исследования геодинамики зон сочленения континентов и океанов и геологии дна океанов привели к значительным успехам в развитии знаний об условиях их формирования. В рамках традиционных плитотектонических представлений Дж. Ф. Дьюи и Дж. Берд (Dewey, Bird, 1970), Т. Матсуда, С. Уеда (Matsuda, Ueda, 1971) и др. рассмотрели модель развития горных систем вблизи зоны субдукции. Несколько позже П. Мольнар и П. Таппонье (Molnar, Tarponier, 1975, 1977, Tarponier, Molnar, 1976), С. М. Поуэлл и Р. Ж. Коннахен (Powell, Conaghan, 1975) предложили практически идентичный механизм для объяснения тектонических процессов в Альпийско-Гималайском горном поясе. Тем не менее, несмотря на достигнутые успехи, картина генезиса орогенных областей до сих пор остается недостаточно полной.

В предлагаемой работе мы постарались в некоторой степени восполнить этот пробел, изложив новые результаты, полученные для областей континентального орогенеза, развивающегося в обстановке горизонтального сжатия, на примере Советской Средней Азии и для орогенов, формирующихся в обстановке горизонтального растяжения, на примере запада США.

1. ТЯНЬШАНЬСКИЙ ТИП ОРОГЕНЕЗА (ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ, СМ. КУЧАЙ, 1971, 1975)

Е. Н. Люстихом (1975) и С. А. Ушаковым (Ушаков, Исаев, 1969) было введено понятие «поверхности свободной мантии», под которой подразумевается высотное положение кровли вещества мантии, на которую это вещество должно подняться в соответствии с законом Паскаля при локальном удалении земной коры:

$$T_0 = H_M - (H_M + h) \rho_K / \rho_M, \quad (1)$$

где T_0 — глубина до поверхности свободной мантии от уровня моря; H_M — глубина до поверхности Мохоровичича от уровня моря; h — средняя высота рельефа от уровня моря; ρ_K — средняя плотность вещества

земной коры; ρ_m — средняя плотность вещества верхней мантии¹. В действительности, в орогенах, развивающихся в обстановке сжатия, изостазия на уровне поверхности Мохоровичича достигается достаточно редко — одни блоки земной коры вдавлены в верхнюю мантию, а другие выдавлены. В этих условиях расчеты по формуле (1) дают поле высот поверхности напряженной мантии (T_0), отражающей степень вдавленности или выдавленности земной коры в верхнюю мантию:

$$T_0 = T_0 - \Delta h \rho_k / \rho_m, \quad (2)$$

где Δh — разность высот поверхности Земли в реальных условиях и в случае изостатического равновесия.

В обстановке горизонтального сжатия земная кора испытывает расплющивание и увеличение ее мощности. В процессе утолщения земной коры высоты рельефа увеличиваются в соответствии с равенством (Кучай, 1971)

$$h(t) = h_0 / \lambda, \quad (3)$$

где h — высотные отметки рельефа над поверхностью напряженной мантии в момент времени $t=0$; $h(t)$ — высотные отметки рельефа над поверхностью напряженной мантии в момент времени $t=t$;

$$\lambda = S(t) / S_0; \quad (4)$$

здесь S_0 — ширина (размер в направлении сжимающих напряжений) блока земной коры в момент времени $t=0$; $S(t)$ — ширина этого же блока в момент времени $t=t$.

Кроме изменения высоты гор за счет расплющивания земной коры в процессе сжатия не меньшее значение имеет своеобразное торошение крупных блоков земной коры, подобное торошению льда во время ледохода. Такое торошение приводит к тому, что в горной системе практически отсутствуют блоки земной коры, находящиеся в состоянии изостатического равновесия — одни из них оказываются вдавленными, а другие выдавленными.

Вдавленные и выдавленные блоки достаточно легко определяются с помощью поверхности напряженной мантии: если $T_0 < \tilde{T}_0$, блок вдавлен, если $T_0 > \tilde{T}_0$ — блок выдавлен.

Система вдавленных и выдавленных блоков Средней Азии показана на рис. 1. Нетрудно видеть, что, например, в Тянь-Шане в выдавленных блоках поверхность напряженной мантии примерно на 1,5 км выше поверхности свободной мантии (5,5—6 км ниже уровня моря). Следовательно, можно полагать, что около 1,5 из 3 км современной средней высоты гор Тянь-Шаня образованы за счет торошения земной коры, а остальные 1,5 км обязаны горизонтальному сжатию и расплющиванию земной коры.

В условиях горизонтального сжатия эффект «роста» гор в результате увеличения мощности земной коры — процесс необратимый. Вертикальные же блоки движения могут иметь колебательный характер, что серьезно усложняет общую тенденцию к увеличению высоты гор в процессе горизонтального сжатия.

В самом деле, путь торошения блоков земной коры имеет место при условии, что напряжения горизонтального сжатия

$$\sigma_x \geq \Sigma, \quad (5)$$

где Σ — некоторая фиксированная величина.

В эпохи, когда выполняется условие (5), изостатическая неуравновешенность блоков земной коры максимальна, и этим эпохам соответ-

¹ ρ_m — величина переменная и зависит от температуры и давления в верхней мантии, в частности ρ_m понижена в горячих зонах.

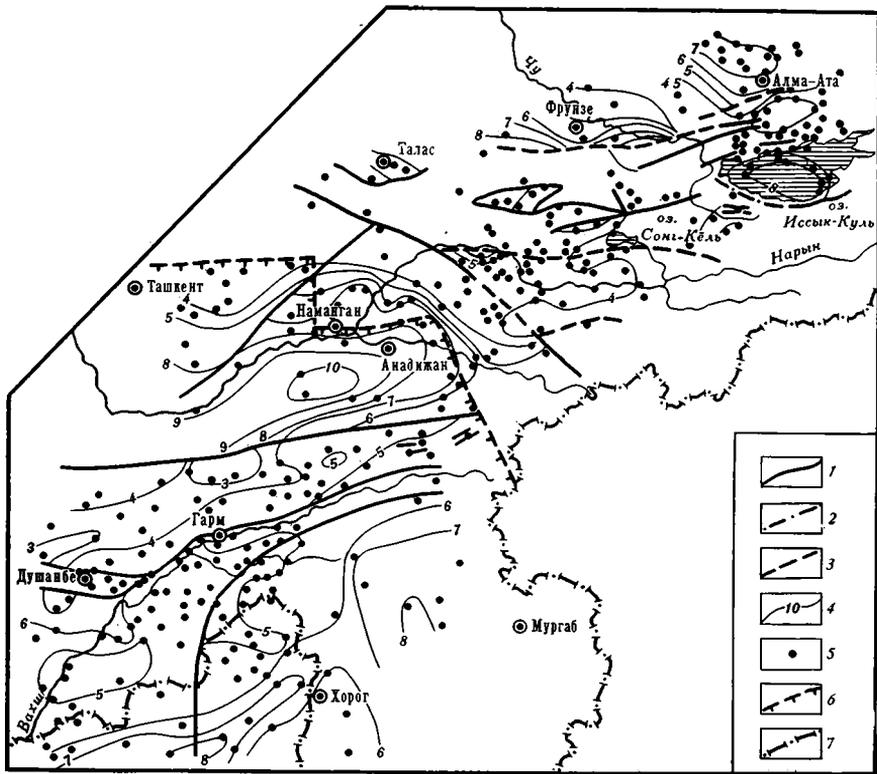


Рис. 1. Карта глубин поверхности напряженной мантии советской Средней Азии (в км ниже уровня моря)

Зоны главных разломов: 1 — установленных геологическими методами; 2 — предполагаемое положение разломов; 3 — зоны разломов, установленные геологическими и геофизическими методами; 4 — изолинии глубин поверхности напряженной мантии; 5 — расчетные значения глубин поверхности напряженной мантии; 6 — севернее и северо-восточнее знака 6 при расчете поверхности напряженной мантии использованы геофизические материалы В. Н. Крестникова и И. Л. Нерсесова (1961), южнее — М. В. Кулагинной (1971); 7 — государственная граница СССР

ствуют периоды аномально быстрого врезания речных долин в выдавливаемых блоках — поднятиях и наложенная аккумуляция во вдавленных блоках.

Если полагать, что зоны орогенеза входят в единую геосистему структурных элементов, то эпохи, когда выполняется неравенство (5), должны быть связанными с эпохами повышенных скоростей горизонтальных перемещений крупных литосферных плит Земли. Пусть (5) справедливо в том случае, если скорости горизонтальных перемещений плит \vec{V}_p больше некоторой фиксированной скорости \vec{V} , тогда $\sigma_x < \Sigma$ при $\vec{V}_p < \vec{V}$.

Изменение во времени V_p (и соответственно σ_x) приводит к тому, что общее увеличение высоты гор в процессе сжатия носит колебательный характер, находящий свое отражение в смене эпох врезания речных долин эпохами аккумуляции аллювиальных отложений в хребтах-поднятиях. Как показывают геологические наблюдения, амплитуды таких колебательных движений могут быть весьма значительными, например в Средней Азии они достигают 500 м (Никонов, 1972).

2. НЕОДНОРОДНОСТИ В МАНТИИ И ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ

Рассмотренные выше особенности формирования вдавленных и выдвинутых блоков земной коры относятся к внутренней структуре зон современного орогенеза, находящихся в обстановке горизонтального сжатия. В то же время не следует исключать возможность существования целых зон, горообразовательные процессы которых связаны с общим поднятием литосферы, например за счет локального «вздутия» астеносферы. Таким зонам, как очевидно, должны соответствовать крупнейшие региональные поднятия поверхности напряженной мантии.

Таким образом, в любом случае для познания природы орогенических процессов запада США² необходимо определение поверхности напряженной мантии.

В своих расчетах мы основывались на геофизических данных о глубинах поверхности Мохоровичича (Waggen, Nealy, 1973) и материалах о плотностных свойствах земной коры различных тектонических зон запада Соединенных Штатов (Thompson, Talwani, 1964). Детальность исходных материалов, по-видимому, позволяет судить лишь о наиболее генеральных особенностях поверхности напряженной мантии, тем не менее факт ее аномально высокого стояния в западных районах США не вызывает сомнений (рис. 2). Если на платформах и в океанах (исключая рифтовые зоны) поверхность свободной мантии находится на глубине 5—6 км ниже уровня моря, то на западе Соединенных Штатов она имеет глубины около 3—4 км (рис. 2). Если считать эти различия связанными с общим поднятием литосферы, то образование гор Запада США полностью обусловлено локальным субмеридиональным поднятием континентальной литосферы над горячей зоной в мантии, в определенном смысле сходным с Восточно-Тихоокеанским поднятием.

Так же, как и в срединно-океанических поднятиях, поднятию литосферы на западе Соединенных Штатов соответствуют области с повышенным тепловым потоком, а верхняя мантия имеет здесь аномально низкую плотность (см., например Thompson, Talwani, 1964_{1, 2}).

Мы полагаем, что в мантии вообще и в астеносфере в частности существуют пространственно устойчивые неоднородности с повышенным тепловым потоком (в дальнейшем эти неоднородности мы будем называть «горячими зонами»). В процессе горизонтальных перемещений блоков земной коры и литосферы возможно движение не только в стороны от этих неоднородностей (спрединг в рамках новой глобальной тектоники), но и их перекрытие как континентальной, так и океанической литосферой.

Будем различать плиты и группы плит литосферы. Под плитами будем понимать крупнейшие односвязные геоструктурные мегаблоки, обладающие определенным типом земной коры. Будем считать, что пространственно односвязные совокупности плит, вне зависимости от типов строения земной коры, образуют группы плит.

Границами групп плит будут рифты срединно-океанических поднятий, зоны скупивания в понимании А. В. Пейве и зоны надвигания континентов на океаны (зоны субдукции).

При таком подходе в качестве плит будут выступать Северо-Американская континентальная плита, Евразийская, Австралийская, Западно- и Восточно-Тихоокеанские, Западно- и Восточно-Атлантические океанические плиты и т. д.

В качестве групп плит можно назвать совокупность Северо-Американской континентальной плиты и северной части Западно-Атлантической океанической плиты, Восточно-Атлантической океанической плиты и Африканской континентальной плиты и т. д.

² К западу США мы относим территорию Скалистых гор, провинцию Бассейнов и Хребтов и Тихоокеанского побережья Америки.

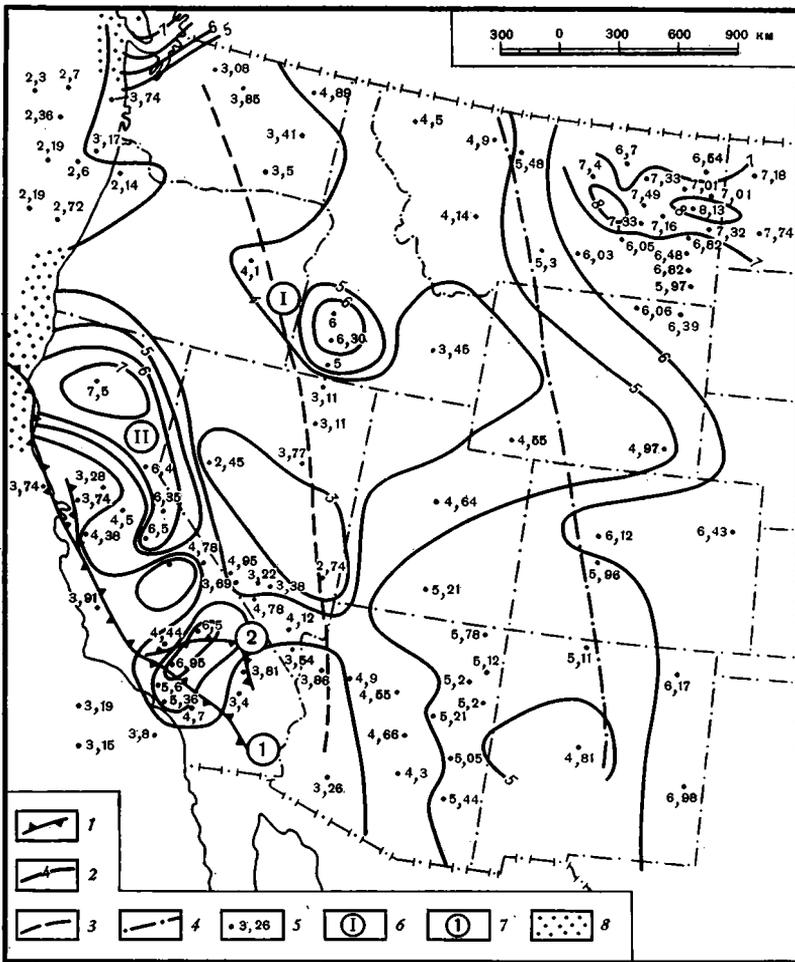


Рис. 2. Карта глубин поверхности напряженной мантии запада Соединенных Штатов: 1 — зоны главных разломов западного побережья США; 2 — изолинии глубин поверхности напряженной мантии; 3 — положение западного края Северо-Американской плиты в плочице; 4 — положение западного края Северо-Американской плиты в позднем мелу; 5 — расчетные значения глубин поверхности напряженной мантии; 6 — номер блоков, разъединенных в процессе спрединга (I — блок Айдахо; II — блок Сьерра-Невада; 7 — номера зон главных разломов (I — Сан-Андреас; II — Гарлок); 8 — зоны разломов в поверхности напряженной мантии на западной окраине Северо-Американской плиты

Группы плит менее устойчивы, нежели сами плиты, и существование группы в том или ином составе полностью определяется пространственным положением конкретных плит относительно горячих зон.

Очевидно, что наша модель требует выделения двух типов неоднородностей мантии: 1 — открытый и 2 — перекрытый типы. Открытый тип — это традиционные рифтовые системы, где поступление нового материала раздвигает берега рифтовой долины и в силу этого происходит горизонтальное перемещение литосферных плит. В таких условиях достаточно легко формируются более или менее устойчивые ослабленные зоны (рифты), через которые и происходит поступление магматического материала в литосферу. Перекрытый тип связан с растяжением литосферной плиты в процессе ее прохождения над горячей зоной³. В по-

³ В 1965 г. близкая идея об активизации тектонических процессов в связи с разогреванием литосферы по мере ее прохождения над горячими зонами была высказана С. А. Захаровым (1970).

следнем случае все время прогреваются различные части литосферы, и поэтому единая магистральная рифтовая долина, столь характерная для океанических хребтов, не может образоваться в принципе. Понятно, что закономерно чередующиеся положительные и отрицательные линейные полосы магнитных аномалий при отсутствии фиксированного канала поступления магматического материала образоваться не могут.

Касаясь континентальных открытых зон, в качестве примера можно привести Восточно-Африканские грабены, грабен Красного моря и, быть может, Байкальский рифт. Северо-Американская зона современного орогенеза является примером перекрытого типа.

В следующем разделе мы рассмотрим некоторые следствия предложенной модели на примере особенностей эволюции Северо-Американского континента в кайнозое.

3. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛИТЫ В КАЙНОЗОЕ

Поднятие литосферы над горячей зоной достаточно хорошо объясняет не только способ образования горных систем Запада США, но и ряд других более тонких, но очень важных особенностей. В частности, поднятие литосферы над горячей зоной, ее изгибание и прогревание приводят к тому, что горы формируются в условиях горизонтального растяжения литосферы и земной коры, ее уточнения и, как следствие этого, увеличения площади и относительных глубин тектонических депрессий. Такое растяжение сопровождается внедрением основных лав и формированием структур типа структур Провинции Бассейнов и Хребтов.

В дополнение к этому ниже мы попытаемся установить, насколько хорошо эта модель удовлетворяет общей картине сдвиговых перемещений Калифорнии и насколько наша схема объясняет асимметричный характер магнитных аномалий в северной половине Тихого океана (Atwater, 1970; Atwater, Molnar, 1973).

Очевидно, что для выяснения более тонких особенностей развития структуры западных районов США в первую очередь необходимо определить векторы движения Тихоокеанской и Северо-Американской плит. При этом будем исходить из того, что в зонах срединно-океанических поднятий к плите приложены силы, результирующая которых и определяет направление и скорость движения плиты в целом. При таком подходе плита вряд ли является абсолютно жесткой, ее внутренние части испытывают некоторые деформации, и в ряде мест скорость спрединга может быть больше скорости движения самой плиты.

Итак, по правилу сложения векторов

$$\vec{V}_p = \frac{1}{\sum_i L_i} \sum_i V_i L_i \vec{n}_i, \quad (6)$$

где \vec{n}_i — единичная нормаль к i -й части зоны спрединга фиксированной ориентировки; L_i — протяженность этой зоны; V_i — скорость спрединга в i -й зоне.

В расчетах векторов скоростей движения мы руководствовались данными о скоростях спрединга Ф. Вайна (Vine, 1966), Дж. Р. Хейртцлера и др. (Heirtzler et al., 1968). По формуле (6) мы получили, что Тихоокеанская плита движется по аз. 295° со скоростью $3,31$ см/год, а Северо-Американская — по аз. 286° со скоростью $1,22$ см/год. Нетрудно видеть, что такие векторы дают относительное правосдвиговое смещение в зоне разлома Сан-Андреас со средней скоростью около 2 см/год, что хорошо соответствует наблюдениям.

Если наша модель справедлива, то при ларамийской фазе складчатости западная окраина Северо-Американской плиты должна была находиться восточнее Восточно-Тихоокеанского поднятия (к востоку от горячей зоны) (Блейк, Джонс, 1974). При определении положения Северо-Американской плиты в прошлом нам необходимо учитывать не только определенные выше собственные смещения плиты, но и величину растяжения континентальной литосферы в процессе ее прохождения над Восточно-Тихоокеанской горячей зоной. Для этого мы воспользуемся следующими простыми соображениями.

Если нам известны начальная h^0 и актуальная $h(t)$ высоты земной поверхности относительно поверхности напряженной мантии, то для произвольного профиля d , ориентированного вкост горячей зоны, исходное положение точек земной поверхности в плане относительно выбранной системы отсчета, с учетом равенств (3) и (4), как очевидно, определим по формуле

$$S_0(x) = \left(\int_0^x h(t, x) dx \right) / h^0, \quad (7)$$

где $S_0(x)$ — начальное расстояние точки с актуальными координатами x относительно выбранного начала отсчета.

Для запада США $h^0 = 7-7,5$ км (рис. 3) и уравнение (7) приведем к виду

$$S_0(x) = (0,14 \div 0,13) \int_0^x h(t, x) dx. \quad (8)$$

Из формулы (8) и рис. 3 следует, что на севере Соединенных Штатов в процессе прохождения континентальной литосферы над горячей зоной произошло растяжение литосферы на 420—360 км, а на юге — на 215—250 км. С учетом того, что за плиоцен и плейстоцен Северо-Американская плита за счет ее дрейфа сместилась на запад примерно на 120 км (средняя скорость движения плиты — 1,22 см/год), мы получаем, что в плиоцене западный край Северо-Американской плиты уже достиг Восточно-Тихоокеанского поднятия (см. рис. 2).

Если скорость движения Северо-Американской плиты была постоянной (1,22 см/год), то в конце ларамийской орогении (примерно 6·10⁷ лет тому назад) западная окраина Северо-Американской плиты была расположена на 400 км восточнее ее положения в плиоцене (см. рис. 2). Понятно, что при таком взаимном расположении Северо-Американской плиты и зоны Тихоокеанского поднятия перед фронтальной частью континента должна была существовать зона надвига (поддвига?), подобная той, какую мы наблюдаем сейчас в Южной Америке. В этом случае ларамийская орогения шла в рамках Тихоокеанской модели горообразования в аллохтоне надвигающейся континентальной плиты, а непосредственно в зоне надвига была сформирована францисканская серия осадков Калифорнии (Блейк, Джонс, 1974).

Таким образом, предлагаемая модель развития западной части Соединенных Штатов в позднем мезозое и кайнозое вполне удовлетворительно объясняет основные этапы ларамийского и новейшего орогенеза. Рассмотрим теперь особенности наблюдаемых сдвиговых смещений по разрывным нарушениям. Однако прежде целесообразно сделать два замечания.

Во-первых, как уже упоминалось выше, расчетные и наблюдаемые современные скорости правосдвигового смещения в зоне разлома Сан-Андреас совпадают, и это мы рассматриваем как поддержку наших построений. Во-вторых, мы считаем, что анализ смещений по геологическим разломам должен проходить с учетом ранговой соподчиненности струк-

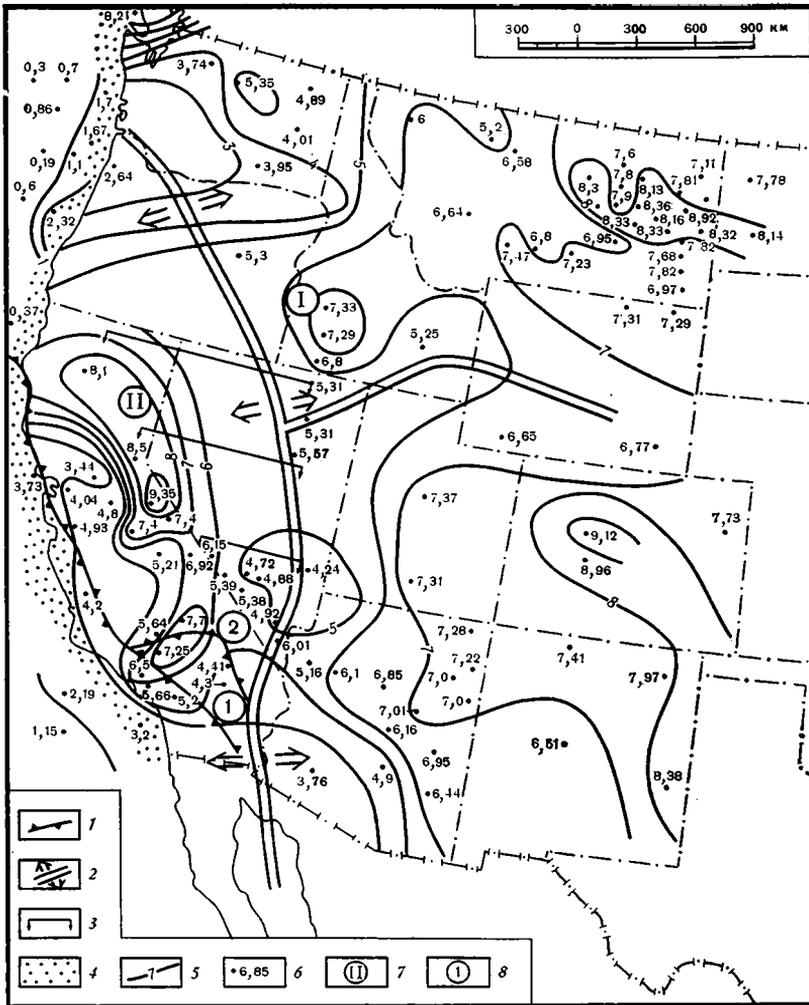


Рис. 3. Карты рельефа высот литосферы выше поверхности напряженной мантии западных районов США

1 — зоны главнейших разломов на западном побережье Соединенных Штатов; 2 — наиболее поднятые части Восточно-Тихоокеанского поднятия под Северо-Американской плитой; 3 — величина смещения блока Сьерра-Невада относительно блока Айдахо в процессе трансформных смещений; 4 — зона разрыва в поверхности $h(t)$ на западной окраине Северо-Американской плиты; 5 — изогипсы высот литосферы над поверхностью напряженной мантии (в км); 6 — расчетные высоты литосферы над поверхностью напряженной мантии; 7 — номера литосферных блоков, смещенных относительно друг друга (I — блок Айдахо; II — блок Сьерра-Невада); 8 — зоны главнейших разломов западного побережья США (1 — Сан-Андреас, 2 — Гарлок)

тур. Так, исследуя смещения в зоне разлома Сан-Андреас, являющегося структурной границей Северо-Американской плиты, мы можем не останавливаться на смещениях по разрывам более низкого ранга в разломной иерархии. Иными словами, мы будем пренебрегать смещениями по таким разломам, как, например, разлом Гарлок.

Одной из основных проблем тектоники системы разломов Сан-Андреас являются различия в амплитудах сдвиговых перемещений севернее и южнее Поперечных хребтов. Как известно, севернее Поперечных хребтов амплитуда правого сдвига в зоне разлома Сан-Андреас составляет около 530 км, а южнее — лишь 300 км (Crowell, 1973). Остановимся на причинах этих различий.

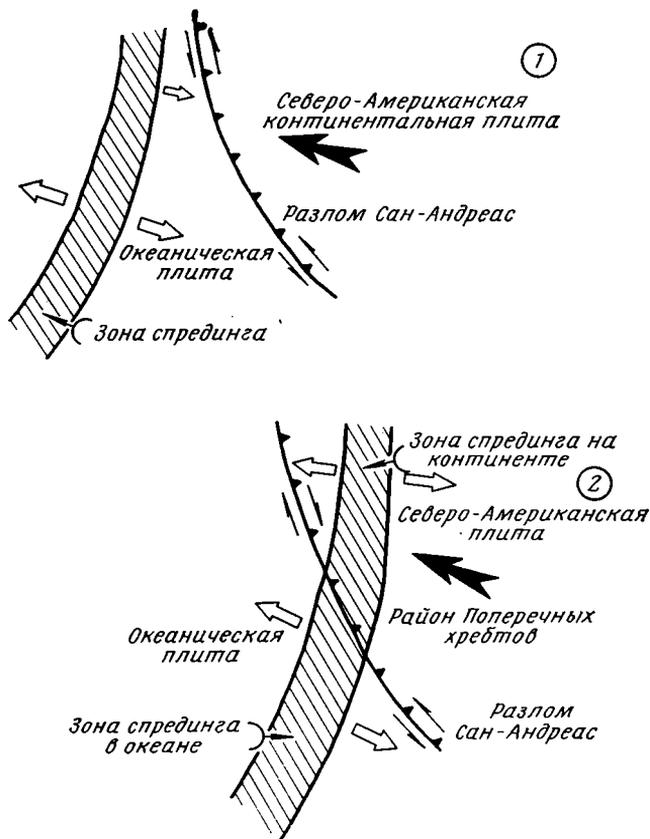


Рис. 4. Особенности движений в зоне разлома Сан-Андреас в зависимости от расположения Северо-Американской плиты относительно Восточно-Тихоокеанского поднятия

1 — время ларамийской складчатости; 2 — плиоценовое время

Отсутствие достаточно детального материала вынуждает нас ограничиться пока лишь качественными рассуждениями. Можно полагать, что причина различий амплитуд правосдвиговых компонент различных частей системы разломов Сан-Андреас заключается в том, что различные части западного края Северо-Американской континентальной плиты пересекают зону Тихоокеанского поднятия не одновременно — северные части раньше южных (см. рис. 2). Как видно из рис. 4, до пересечения разломов Сан-Андреас зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия по этому разлому возможны лишь левосдвиговые смещения. После того как часть разлома Сан-Андреас севернее Поперечных хребтов пересекла горячую зону, в ней реализуются правосдвиговые смещения, в то время как на юге еще продолжают левосдвиговые подвижки. И лишь после того, как и южная часть разлома Сан-Андреас пересекла зону Тихоокеанского поднятия, по всему разлому движения приобрели однородный правосдвиговый характер.

По-видимому, нет необходимости специально останавливаться на причинах одностороннего (к западу от зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия) расположения магнитных аномалий в северных частях Тихого океана (Atwater, 1970; Atwater, Molnar, 1973). Причина этого заключается в поступательном смещении Северо-Американской континентальной плиты с востока на запад и перекрытии ею в процессе движения плит Фаралон, Кокос, Наска.

При таком подходе низкие скорости спрединга в зоне одностороннего (к западу от рифта) расположения линейных магнитных аномалий в районе о. Хуан-де-Фука (Heirtzler et al., 1968) связаны с тем, что здесь только часть спрединга приходится на условия открытой неоднородности, большая же доля Восточно-Тихоокеанского поднятия перекрыта Северо-Американской континентальной плитой.

О причинах отсутствия рифта в пределах Северо-Американской континентальной плиты сказано в разделе 2. Необходимо теперь выяснить, имеются ли континентальные аналоги зон трансформных движений и каково их морфологическое выражение?

Исследования, результаты которых мы излагаем, свидетельствуют о том, что в континентальных условиях могут существовать зоны трансформных смещений. В отличие от трансформных разломов, характерных для открытых неоднородностей, в случае перекрытых неоднородностей, за редким исключением, не удается найти конкретный крупный разлом, по которому осуществляются трансформные сдвиги. Как правило, трансформные движения происходят в достаточно широких зонах, для которых характерны аномально высокий уровень теплового потока и интенсивная вулканическая деятельность трещинного типа (изливаются лавы основного состава).

На западе Соединенных Штатов выделяются две крупные субширотные зоны трансформных движений: 1 — зона Снейк-Ривер, протягивающаяся около 43-й параллели — от Йеллоустонского парка на востоке до Тихоокеанского побережья на западе (рис. 5), и 2 — зона Гарлок, расположенная между 35-й и 36-й параллелями (рис. 5).

Мегаблок, ограниченный этими зонами трансформных смещений (назовем его Калифорнийским), испытывает более быстрое смещение на запад по отношению к мегаблокам литосферы, расположенным к северу и югу.

Зоны Снейк-Ривер и Гарлок мы установили двумя независимыми способами.

Мы знаем, что в зонах трансформных разломов части разновозрастных геологических тел оказываются смещенными на различные расстояния. Тогда, если наша модель справедлива, расчетами по формулам типа (7) и (8) мы должны найти исходную конфигурацию геологических тел.

В качестве геологических реперов мы избрали: 1 — блоки Сьерра-Невада и Айдахо (см. рис. 5), в пределах которых литосфера не испытала растяжения (мы полагаем, что вначале это был один блок, разьединенный в процессе трансформных движений в зоне Снейк-Ривер); 2 — позднеларамийские гранитоиды (мы считаем, что в ларамийскую фазу складчатости существовал единый пояс гранитоидных интрузий в надвигающейся Северо-Американской плите, хотя отдельные тела могут быть и не разновозрастными).

Расчеты по формуле (8) позволяют утверждать, что действительно блоки Сьерра-Невада и Айдахо первоначально образовывали единый субмеридиональный блок (см. рис. 2).

При реконструкции положения гранитоидных интрузивов необходимо учитывать следующие два обстоятельства. Во-первых, изначально мог существовать не один крупный гранитоидный батолит, а единая зона интрузивов. Во-вторых, в процессе и третичных, и четвертичных лавовых излияний части этих интрузивов могли быть перекрыты более молодыми лавовыми потоками. В связи с этим восстановление исходной конфигурации интрузивных тел представляется просто неразрешимой задачей. Поэтому мы будем реконструировать не контуры конкретных интрузивов, а очертания зоны их развития.

Нетрудно видеть, что в современной структуре можно выделить три части зон развития ларамийских гранитоидов: северную, центральную

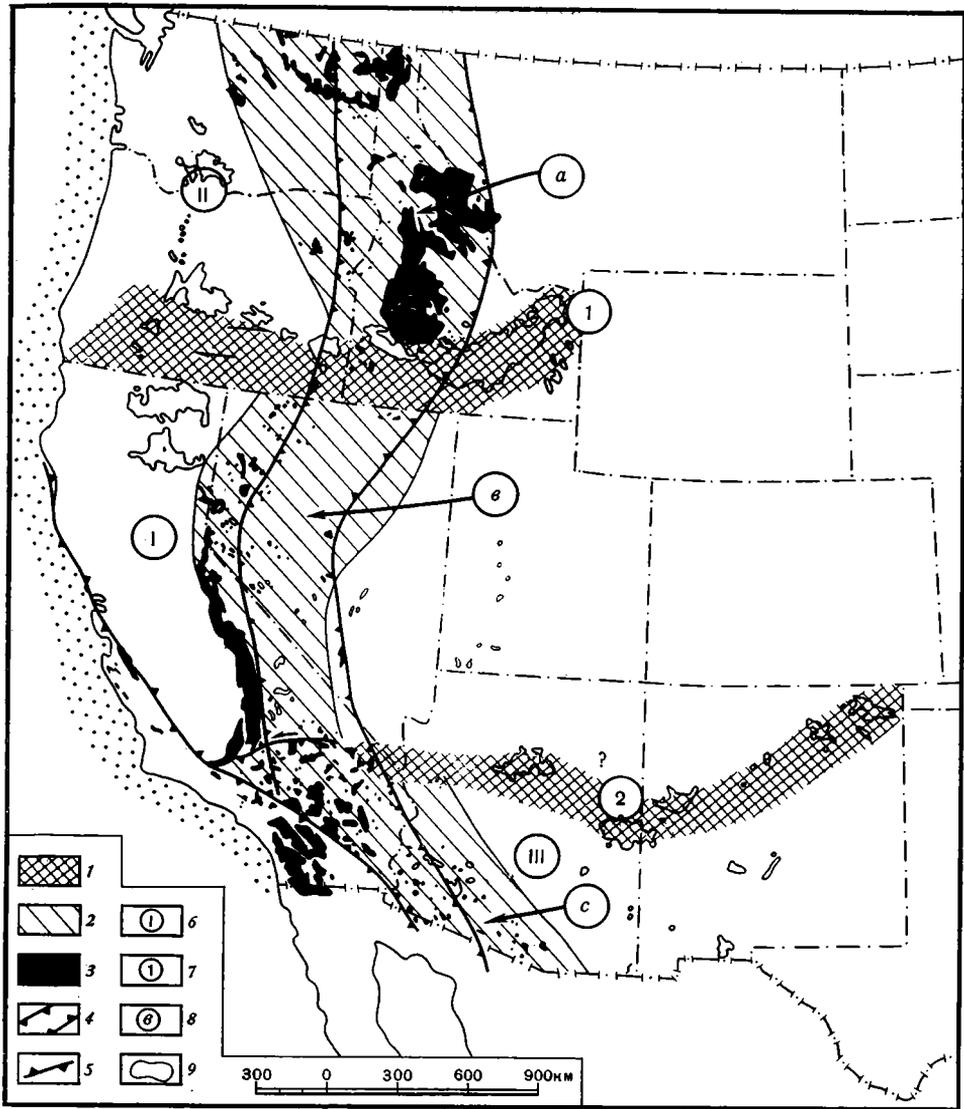


рис. 5. Зоны трансформных движений на западе Соединенных Штатов

1 — зоны трансформных движений; 2 — области современного распространения ларамийских гранитоидов; 3 — площади, занятые ларамийскими гранитоидными интрузиями; 4 — реконструированное положение зоны ларамийских гранитоидов перед эпохой растяжения; 5 — зоны главных разломов западного побережья США; 6 — номера мегаблоков, разделенных зонами спрединговых смещений (I — Калифорнийский, II — Невадский; III — Мексиканский); 7 — номера зон трансформных смещений (1 — зона Снейк-Ривер; 2 — зона Гарлок); 8 — части меридиональной зоны ларамийских гранитоидов, разъединенные трансформными движениями (a — северная, b — центральная, c — южная части); 9 — четвертичные вулканические покровы (по King, Beikman, 1974)

и южную (см. рис. 5), разделенные зонами трансформных смещений соответственно Снейк-Ривер и Гарлок. Реконструкция исходного положения гранитоидных тел по формуле (8) приводит нас к выводу, что до эпохи растяжения гранитоиды образовывали непрерывную субмеридиональную зону (см. рис. 5), которая лишь впоследствии была разделена трансформными движениями на три части.

Нам представляется, что существующие геодинамические концепции в свете полученных данных нуждаются в определенной модификации. Так, мы считаем, что в астеносфере и литосфере достаточно независимо существуют свои неоднородности. В астеносфере это горячие зоны, зоны сочленения и, по-видимому, зоны горизонтального транспортирования плит. В литосфере основными структурными элементами являются континентальные и океанические плиты. В реальных условиях в зависимости от взаимного расположения плит и неоднородностей в астеносфере наблюдается пространственное ассоциирование плит — именно эти группы плит в традиционной концепции тектоники плит рассматриваются как единые структурные элементы.

Литосферные плиты и группы плит в определенных условиях имеют возможность проходить над горячими зонами. В зависимости от взаимного расположения горячих зон в мантии и литосферных плит можно выделить открытый и перекрытый типы неоднородностей. Открытый тип — это традиционные в плитовой тектонике рифты, где раздвигаемые плиты постепенно удаляются от горячей зоны. При этом формируется генеральная рифтовая долина в наиболее поднятой части литосферы, а положительные и отрицательные магнитные аномалии образуют линейно-полосчатую структуру. Перекрытый тип характеризуется постепенным прогреванием и утонением литосферной плиты в процессе ее прохождения над горячей зоной в мантии. При таком движении деформациям растяжения и прогреванию подвергаются последовательно разные части плиты, и поэтому не формируется магистральная рифтовая долина, а положительно и отрицательно намагниченные горные породы не образуют линейных чередующихся зон (здесь, по-видимому, можно ожидать общее одревнение вулканических излияний по мере приближения к надвигающемуся краю плиты).

Мы считаем, что утонение континентальной литосферы при ее прохождении над горячей зоной в мантии может служить одной из основных причин погружения континентальных плит под уровень моря.

Предлагаемая модель эволюции литосферы не позволяет говорить о том, что происходит только субдукция океанических плит. В действительности движение в зоне контакта плит имеют сложный характер — результирующее движение двух плит необходимо определять по правилу сложения векторов.

Неравномерное (более быстрое на севере, нежели на юге) движение Северо- и Южно-Американской групп плит относительно Восточно-Тихоокеанского поднятия послужило причиной того, что природа сама создала для нас модели тектонических условий прошлого Северной Америки. Чем дальше мы продвигаемся на юг, тем с более древними моделями встречаемся. Например, моделью ларамийской складчатости в Северной Америке может служить зона сочленения Южно-Американской континентальной плиты с океаническими плитами.

В рамках наших построений горообразовательные процессы, по-видимому, не имеют единого механизма. В зависимости от геодинамических условий сейчас можно выделить три типа орогенеза: 1 — Тихоокеанский — в зоне сочленения континентов и океанов; 2 — Тянь-Шаньский — континентальный орогенез в обстановке горизонтального сжатия и скупивания; 3 — Северо-Американский орогенез в условиях горячей зоны, перекрытой континентальной литосферой.

Необходимо отметить, что продолжение Восточно-Тихоокеанского поднятия на континенте свидетельствует о том, что на всем протяжении Восточно-Тихоокеанской горячей зоны в общем идут одинаковые процессы, и лишь их отражение в рельефе Земли различно; оно связано с различными плотностными свойствами континентальной и океанической

литосферы. Это служит основанием к постановке вопроса о расширении понятия «орогенез».

Традиционно горообразовательные процессы связывают только с под-нятиями на суше. Мы предлагаем к орогеническим относить любые тектонические процессы, приводящие к увеличению высотных отметок поверхности Земли и дна океанов. Тогда в зависимости от того, в пределах какого типа плит идут орогенные процессы, мы будем различать континентальный, океанический орогенезы и орогенез в зонах сочленения континентальных и океанических плит (Тихоокеанский тип орогениии).

Нам представляется, что в океанических плитах мы можем найти аналоги не только североамериканского типа горообразования (горячие зоны, перекрытые океанической корой), но и океанические горы, образованные в условиях сжатия по Тяньшаньскому типу горообразования.

Начиная эту работу, мы хотели понять причины горообразовательных процессов некоторых районов нашей планеты; мы хотели найти те особенности, которые роднят их или различают; наконец, нам хотелось, чтобы следствия нашей модели не противоречили натурному материалу. Нам кажется, что в значительной мере это удалось. В то же время мы должны признать, что проведенное исследование поставило серию новых проблем, требующих своего решения, и число этих проблем значительно превосходит круг вопросов, удовлетворительные ответы на которые мы привели выше.

Обсуждение этой работы с А. В. Пейве и В. Г. Трифоновым, их замечания и советы способствовали пониманию существа дела и улучшению статьи. Пользуемся случаем выразить им свою искреннюю признательность.

Литература

- М. К. Блейк, Д. Л. Джонс. Происхождение францисканского меланжа Северной Калифорнии. Геотектоника, 1974, № 6.
- Захаров С. А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе, «Дониш», 1970.
- В. Н. Крестников, И. Л. Нерсесов. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича.— Сов. геология, 1962, № 11.
- М. В. Кулагина. Особенности рельефа поверхности Мохоровичича в пределах Афгано-Таджикской депрессии, Памира и Тянь-Шаня.— Докл. АН ТаджССР, 1971, т. XIV, № 8.
- В. К. Кучай. О возможном механизме Среднеазиатского орогена.— Докл. АН ТаджССР, 1971, т. XIV, № 11.
- В. К. Кучай. Поле тектонических напряжений, поверхность свободной мантии, сейсмичность и орогенез.— В сб. Геофизические поля и сейсмичность. Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М., «Наука», 1975.
- Е. Н. Люстих. Изостазия и изостатические гипотезы. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- А. А. Никонов. Закономерности развития речных долин юга Средней Азии.— Геоморфология, 1972, № 1.
- С. А. Ушаков, Е. Н. Исаев. Поверхность свободной мантии под океанами.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1969, № 11.
- Atwater T. Implications of Plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, v. 81, pp. 3513—3536.
- Atwater T., Molnar P. Relative motion of the Pacific and North American plates deduced from sea floor spreading in the Atlantic, Indian and south Pacific Oceans.— Proceedings of the conference on tectonic problems of the San-Andreas fault system. Stanford University publication. Geol. Sci., v. XIII, Sept. 1973, pp. 136—148.
- Crowell J. C. Problems concerning the San-Andreas fault system in Southern California.— Proceedings of the conference on tectonic problems of the San-Andreas fault system. Stanford University Publication. Geol. Sci., v. XIII, Sept. 1973, pp. 125—134.
- Dewey J. F., Bird J. M. Mountain belts and the new global tectonics. J. Geophys. Res., 1970, v. 75, pp. 2625—2647.
- Heirtzler J. R., Dickson G. O., Herron E. M., Pitman W. C., Le Pichon X. Marine magnetic anomalies, Geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents.— J. Geophys. Res., 1968, v. 71, № 6, pp. 2119—2136.
- King P. B., Belkman H. M. Geologic map of the United States (scale 1 : 2 500 000). Department of the Interior United States Geol. Surv., 1974.
- Matsuda T., Ueda S. On the Pacific-type orogeny and its model: extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas.— Tectonophysics, 1971, v. 11.

- Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic tectonics of Asia: Effects of Continental Collision.— Science, 1975, v. 189, № 4201.
- Molnar P., Tapponier P.* The collision between India and Eurasia.— Sci. American, 1977, с. 236, № 4.
- Tapponier P., Molnar P.* Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. Nature, 1976, v. 264, № 5584.
- Thompson G. A., Talwani M.* Geology of the Crust and Mantle Western United States.— Science, 1964₁, v. 146, № 3651, Dec. 18, 1.
- Thompson G. A., Talwani M.* Crustal structure from Pacific basin to central Nevada.— J. Geophys. Res., 1964₂, v. 69, № 22.
- Powell C. Mc. A., Conaghan P. J.* Tectonic models of the Tibetan plateau. Geology, 1975, Dec. № 12.
- Warren D. H., Healy J. H.* Structure of the crust in the conterminous United States.— Tectonophysics, 1973, v. 20.
- Vine F. J.* Spreading of the ocean floor: new evidence. Science, 1966, v. 154.

Институт геологии
АН ТаджССР, Душанбе
Национальный геологический центр
США, Вирджиния

Статья поступила
26 апреля 1978 г.

УДК 551.242+551.242.058(575.4)

М. М. МСТИСЛАВСКИЙ, А. М. МЕЗЕНЦЕВ, Л. Н. ОЛОФИНСКИЙ
ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ДОЮРСКОГО ОСНОВАНИЯ
МАНГЫШЛАКСКОЙ ЗОНЫ ПОДНЯТИЙ

Строение доюрских образований Мангышлакской зоны поднятий определяется субширотными и северо-западными разломами Днепровско-Тянь-Шаньского и Бузачинско-Каракумского линейментов. Субширотные разломы определяют заложение и развитие двух продольных позднегерцинских авлакогенов, а диагональные — трех поперечных сегментов. Фундамент авлакогенов — байкальский, перекрытый, по-видимому, ниже- и среднепалеозойским квазиplatformным чехлом, который был дислоцирован под влиянием складчатости авлакогенов в конце ранней перми и в конце позднего триаса. Складчатые линзы авлакогенов в трех поперечных сегментах обладают на доюрской поверхности различным строением, а также различной интенсивностью дислокаций. Наименее дислоцирован Восточно-Мангышлакский сегмент, являющийся перемышечкой-седловиной в полосе региональных северо-западных прогибов. Это дает основание предполагать значительные перспективы нефтегазоносности верхнепалеозойских отложений в его пределах.

Мангышлакская система дислокаций представляют собой зону поднятий, которая входит в Мангышлак-Центральноустюртскую систему поднятий, проходящую в запад-северо-западном направлении через п-ов Мангышлак, отделяя Северо-Устюртскую синеклизу вместе с Южно-Бузачинским прогибом от Южно-Мангышлак-Устюртской (или Северо-Туркменской) системы прогибов Туранской плиты. Исследователями высказаны различные представления о строении Туранской плиты и слагающих ее частей: а) эпигерцинская платформа, б) эпибайкальская платформа, в) область с гетерогенным фундаментом и разновозрастным чехлом, г) область с широким развитием «переходного», или «промежуточного», комплекса и др. Все эти представления существуют и теперь. Поэтому дальнейшее уточнение, конкретизация строения доюрского основания Мангышлакской зоны поднятий актуальны и в настоящее время, так как в регионе ведутся прогнозно-металлогенические исследования, а в его обрамлении и внутри его территории осуществляются поисковые работы на нефть и газ.

Учитывая вышеизложенное, авторы стремились к наибольшей конкретизации при уточнении и расчленовке структур и этапов развития региона. Это потребовало произвести систематизацию и комплексный геолого-геофизический анализ обильного первичного фактического материала различных организаций и его переосмысление с привлечением всех основных опубликованных данных, а также результатов собственных полевых исследований в 1972—1977 гг. (рис. 1, 2).

Районирование и выделение блоков доюрского основания зоны нами проводится с привязкой к современным общепризнанным структурам. К северу от Мангышлакской зоны поднятий располагаются Южно-Бузачинский прогиб и Северо-Устюртская синеклиза, в пределах которых фундамент погружен на глубину до 10—12 км. К югу от зоны поднятий простирается Южно-Мангышлак-Устюртская зона прогибов, или «синклиналь бессточных впадин» (Яншин, 1951), распадающаяся на Сеген-

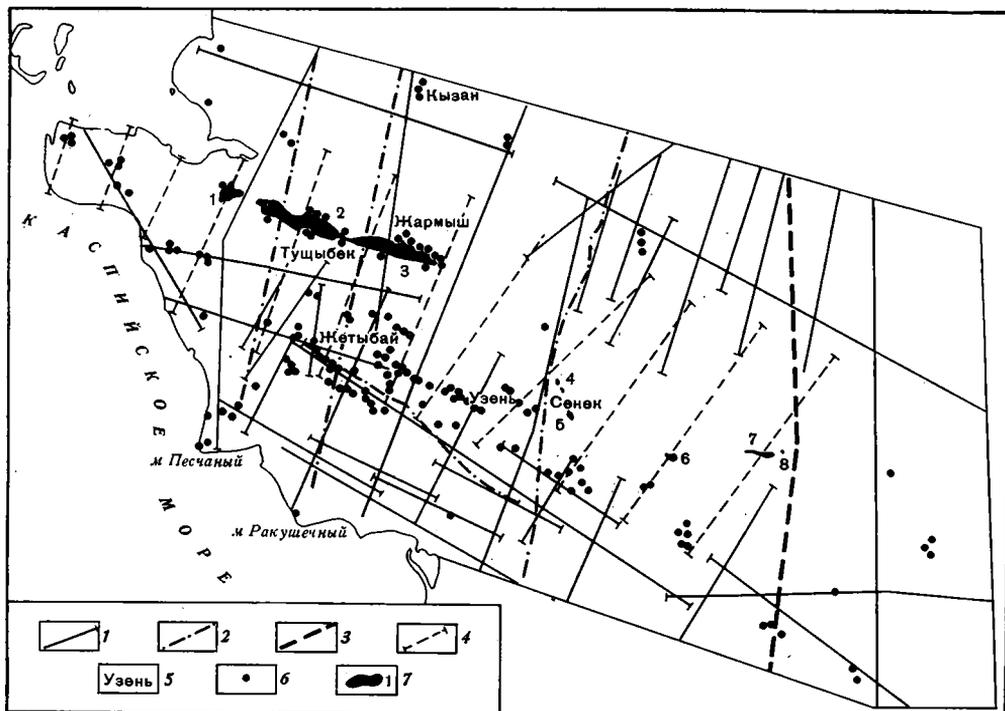


Рис. 1. Схема фактического материала

1—3 — сейсмические и сейсмологические профили (1 — КМПВ; 2 — МОВЗ, 3 — ГСЗ—КМПВ); 4 — расчетные гравиметрические профили (кратные пяти); 5 — названия некоторых локальных антиклиналей; 6 — скважины, вскрывшие доюрские образования; 7 — выходы доюрских образований на поверхность (1 — Каратаушник, 2 — Западный Каратау, 3 — Восточный Каратау, 4 — Тонаша, Камысты, 5 — Кунабай, Белясень, 6 — Кара-шек, 7 — Карамай, 8 — Кугусем)

дыкский, Жазгурлинский, Ассакеауданский прогибы (с глубиной погружения фундамента до 6—8 км), разделенные перемычками. В пределах северной окраины этой зоны прогибов выделяется полоса ступеней: Жебытай-Узеньской, Кокумбайской и Шахпахтинской (рис. 3).

Под юрскими отложениями в пределах Мангышлакской зоны поднятий повсеместно залегают различные горизонты пермо-триасовых образований, дислоцированных в разной степени. Наиболее полно они обнажены в пределах Западного и Восточного Каратау, для которых имеются подробные стратиграфические и литолого-формационные описания (Мокринский, 1952; Винюков, 1963; Шлезингер, 1965; Стратиграфия СССР, 1973; Мстиславский, 1966, 1977, и др.). В низах разреза здесь выделяются две верхнепермские свиты: биркутская — сероцветные аргиллиты и сланцы (видимая мощность 400 м) и отпанская — континентальные мелкозернистые пестроцветы (800—1000 м). Выше залегают нижнетриасовые отложения: долнапинская свита континентальных и солонатоводных красноцветных терригенных отложений индского яруса (1000 м), таралинская (700 м) и караджатыкская (250 м) свиты морской песчано-алевритовой известковистой сероцветной формации оленекского яруса. Среднетриасовые отложения представлены красноцветной терригенной карадуанской свитой с резко изменчивой мощностью (от 30 до 800—1000 м). Верхнетриасовые сероцветные морские карбонатно-терригенные отложения хозбулакской и шаирской свит по наличию черных углеродистых известняков выделяются в антраконитовую формацию (Шлезингер, 1965) общей мощностью до 3 км и более. Нижняя, хозбулакская свита местами также отличается резко изменчивой мощностью

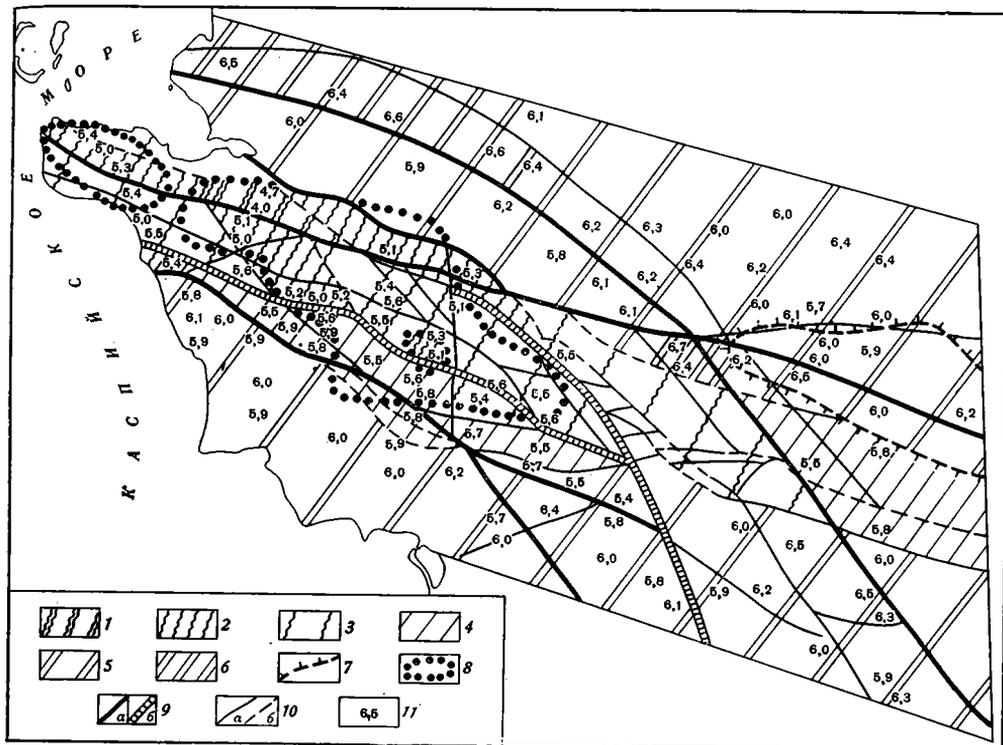


Рис. 2. Схема геофизического обоснования структур доюрского основания Мангышлакской зоны поднятий

1—3 — области значений граничных скоростей волны $T_5(T_5^1)$: 1 — $V_r=4,0-4,9$ км/сек, 2 — $V_r=5,0-5,3$ км/сек, 3 — $V_r=5,4-5,6$ км/сек; 4—6 — области значений граничных скоростей волны $T_ф$: 4 — $V_r=5,7-5,9$ км/сек, 5 — $V_r=6,0-6,4$ км/сек, 6 — $V_r > 6,4$ км/сек; 7 — региональный магнитный максимум; 8 — локальный максимум регионального поля силы тяжести на высоте 10 км; 9 — глубинные разломы, секущие поверхность: а — верхней мантии; б — базальтового слоя; 10 — разломы доюрского основания: а — установленные; б — предполагаемые; 11 — значения граничных скоростей в км/сек

от 100 до 1140 м (Мстиславский, 1966, 1977). Более древние образования в пределах зоны нигде не выходят из-под юрских отложений; все они устанавливаются здесь на основе геофизических данных и интерпретируются по аналогии с соседними территориями.

Северная и южная границы Мангышлакской зоны поднятий в настоящее время проводятся практически однозначно, особенно после опубликования большим коллективом авторов Карты тектонического районирования юга СССР (1974) и Тектонической карты юга СССР (1975). Однако и после этого возраст фундамента обрамляющих ее блоков и характер залегающих над ним комплексов трактуется не однозначно. На указанных тектонических картах территория Мангышлакской зоны поднятий, выделенная как Мангышлакский авлакоген, разделяет области с глубоко погруженным допалеозойским и герцинским фундаментом. За границу раздела между этими фундаментами принимается северная граница Мангышлакской зоны поднятий. В то же время имеются многочисленные работы, где в обрамлении зоны обосновывается разновозрастный байкальский фундамент (Гарецкий и др., 1972; Буш и др., 1975; Буш, Кирухин, 1976; Мстиславский, 1976; Резанов, Шевченко, 1978, и др.). Тектоническое районирование доюрского основания внутри самой зоны все еще остается весьма дискуссионным, так как оно делается преимущественно по геофизическим данным, допускающим в ряде слу-

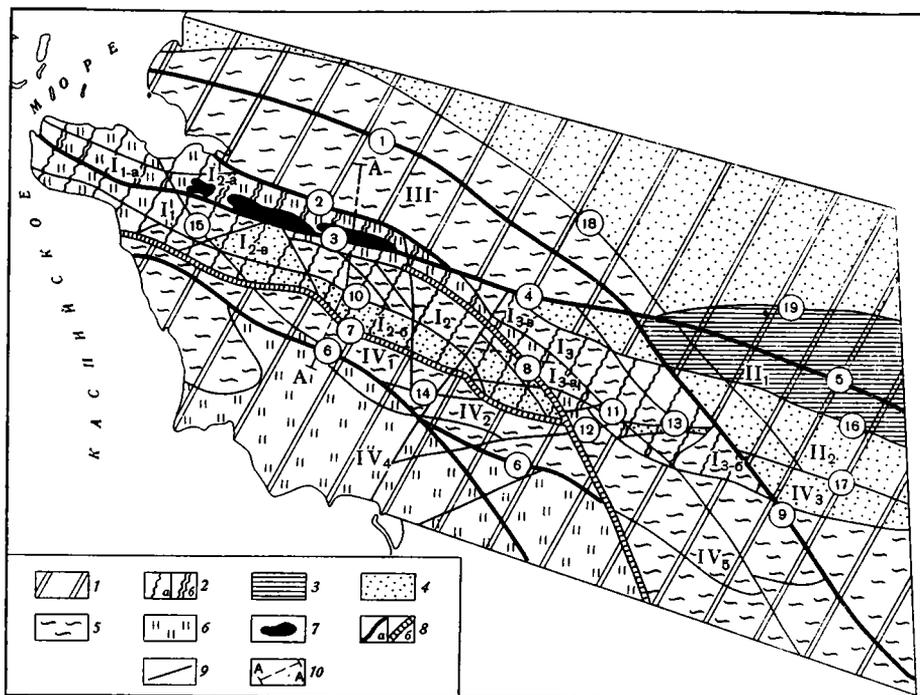


Рис. 3. Схема тектонического районирования доюрского основания Мангышлакской зоны поднятий

1 — блоки с байкальским фундаментом; 2 — область позднегерцинской складчатости; а — дислокаций Мангышлакского авлакогена, б — наиболее интенсивных дислокаций Каратауского (Горно-Мангышлакского) авлакогена; 3 — породы допермского основания, выходящие под подошву юрских отложений; 4—7 — породы верхнепермско-триасового (каратауского) комплекса, выходящие под подошву юрских отложений: 4 — нижнетриасовые (индские) континентальные красноцветные мелкообломочные (долнапийская свита), 5 — нижнетриасовые (оленинские) морские сероцветные терригенные с прослоями известняков (тарталинская и караджатыкская свиты), 6 — среднетриасовые, преимущественно континентальные красноцветные терригенные (карадуанская свита) и верхнетриасовые морские сероцветные терригенно-карбонатные (хозбулакская и шаирская свиты), 7 — выходы на поверхность пород каратауского комплекса, преимущественно триасовых, а также верхнепермских (в южных частях хребтов Каратау и на горе Карамая); 8 — глубинные разломы, секущие поверхность: а — верхней мантии, б — базальтового слоя; 9 — разломы доюрского основания. Цифрами в кружках обозначены: 1 — Южно-Бузачинский, 2 — Северо-Мангышлакский, 3 — Южно-Каратауский, 4 — Тузбаирский, 5 — Центральноеустуртский, 6 — Жетыбай-Узенский, 7 — Беке-Башкудукский, 8 — Тумгачинский, 9 — Биринжикско-Тасоюкский, 10 — Чакрыганский, 11 — Карашекский, 12 — Южно-Карашекский, 13 — Северо-Караманский, 14 — Кокумбайский, 15 — Тюбкараганский, 16 — Карабаурский, 17 — Хоскудукский, 18 — Токубайско-Бузачинский, 19 — Байчагыр-Яркимбайский; 10 — линия геолого-геофизического разреза (см. рис. 4). Наименования структурных элементов: I — Мангышлакская зона поднятий: I₁ — Западно-Мангышлакский сегмент; I₁-а — Тюбкараганский вал; I₂ — Центральномангышлакский сегмент; I₂-а — Каратауский вал; I₂-б — Беке-Башкудукский вал — сводовая часть Отпанско-Бекебашкудукского палеоподнятия; I₂-в — северный склон палеоподнятия; I₁ и I₂ — Центральномангышлакский авлакоген; I₃ — Восточно-Мангышлакский сегмент; I₃-а — Тумгачинский вал и Карашекское поднятие, I₃-б — Караманско-Кугусемское поднятие, I₃-в — Тузбаирский вал, II — Центральноеустуртская зона поднятий: II₁ — Карабаурский вал, II₂ — Байский прогиб; III — Южно-Бузачинский прогиб Северо-Устуртского блока; IV — Южно-Мангышлак-Устуртская система прогибов: IV₁ — Жетыбай-Узенская, IV₂ — Кокумбайская и IV₃ — Шахпахтинская ступени; IV₄ — Серендыкский и Жазгурлинский прогибы, объединенные, IV₅ — Ассаке-Ауданский прогиб

чаев различное геологическое истолкование (Кунин, Коробкин, 1971; Мстиславский, 1976, и др.).

В пределах Северо-Устюртской синеклизы и Южно-Бузачинского прогиба регионально прослеживается преломленная на поверхности консолидированного фундамента волна T_{ϕ} со значениями граничных скоростей $V_r=5,6—6,6$ км/сек. Внутри этого интервала скоростей выделяются преобладающие территории, где значения скоростей изменяются от 5,6 до 6,3 км/сек и районы, где отмечаются более высокие скорости 6,4—6,7 км/сек (Бузачинский свод, северо-западная часть Косбулакского прогиба, а также некоторые мелкие участки). В пределах первых территорий породы фундамента, вскрытые скв. 1 на площади Коскала, были отнесены к рифейским образованиям (Князев и др., 1972) и путем идентификации волны T_{ϕ} прослежены как байкальское основание на территории Северо-Устюртской синеклизы и Южно-Бузачинского прогиба (Гарецкий и др., 1972; Журавлев, 1972; Карта тектонического районирования, 1974; Буш, Кирюхин, 1976; Мстиславский, 1976; Резанов, Шевченко, 1978, и др.). Районы с наиболее высокими скоростями 6,4—6,7 км/сек (которые прослеживаются и под всей Прикаспийской впадиной), вероятно, представляют собой останцы карельского остова Восточно-Европейской платформы, что служит одним из аргументов для отнесения Северо-Устюртского блока к древней платформе (Муратов, 1974).

Таким образом Северо-Устюртский блок, включающий Северо-Устюртскую синеклизу и Южно-Бузачинский прогиб, выделяется из состава Туранской плиты и относится к Восточно-Европейской платформе, как это делали и ранее А. Д. Архангельский (1923), Э. Э. Фотиади (1958), Н. А. Калинин (1963) и другие.

Выше границы T_{ϕ} там же прослеживаются преломляющие границы T_3 , T_2 и отражающий горизонт IV, которые по скважинам на площадях Арстановская, Каракудук, Каменная и др. сопоставляются с поверхностями разновозрастных отложений в платформенном чехле соответственно: с кровлей карбонатно-терригенных отложений каменноугольного возраста ($V_r=5,0—5,2$ км/сек), верхней частью красноцветных недислоцированных (Князев, Флоренский, 1968) толщ верхней перми — нижнего триаса ($V_r=5,0—5,2$ км/сек) и кровлей нижнетриасовых или подошвой юрских отложений (Кунин, 1974; Буш и др., 1975; Буш, Кирюхин, 1976).

Южной границей Северо-Устюртского блока является Северо-Мангышлакско-Центральноустюртский глубинный (мантийный) разлом (Бакиров и др., 1970; Карта тектонического районирования..., 1974; Беляевский и др., 1979), к югу от которого полностью исчезают сейсмические границы T_{ϕ} , T_3 , T_2 , отчетливо характеризующие структуру эпибайкальской платформы (см. рис. 3).

Сейсмическая граница T_{ϕ} со скоростями преломленных волн $V_r=5,8—6,3$ км/сек снова появляется лишь в пределах Южно-Мангышлакского прогиба, где она многими исследователями также интерпретируется как поверхность байкальского фундамента, вскрытого скважиной Курганская-1 (Князев и др., 1972; Буш и др., 1975; Буш, Кирюхин, 1976). Северной границей Южно-Мангышлакского докембрийского платформенного блока является Беке-Башкудукский разлом, прослеженный в поверхности «базальтового» слоя земной коры (Димаков, Тамаров, 1973).

Между Северо-Мангышлакским и Беке-Башкудукским разломами, ограничивающими эпибайкальские платформенные блоки, как раз и располагается узкая полоса Мангышлакской зоны поднятий, не имеющая в доюрском основании черт платформенного строения и характеризующаяся иными сейсмическими разделами, проиндексированными мангышлакскими геофизиками как T_5 (T_5^1), с низкими значениями граничных скоростей $V_1=4,0—5,4$ км/сек (см. рис. 2). Последние характеризуют

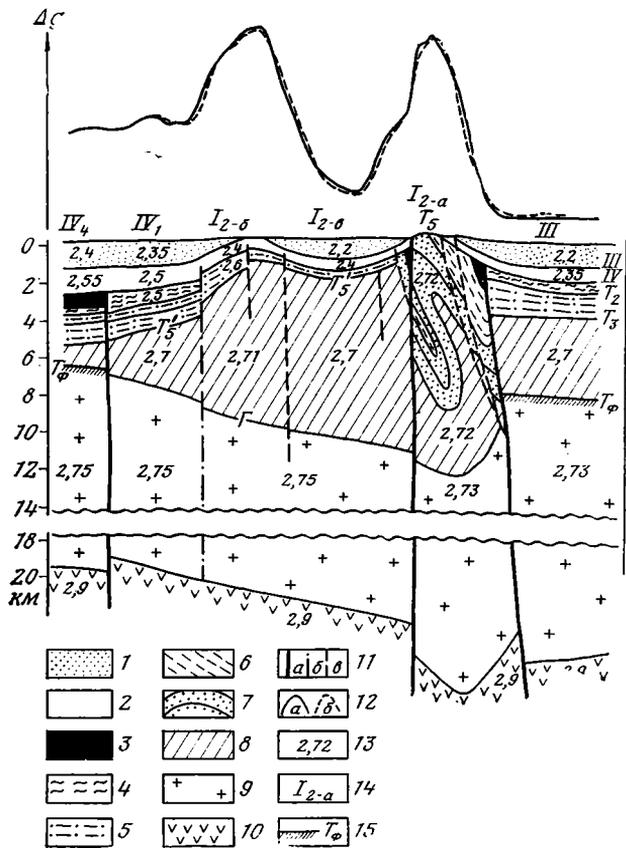


Рис. 4. Геолого-геофизический разрез по линии А—А (совмещенный с профилем КМПВ—XXXVI—68 и МОВЗ-1-64)

1 — меловые и более молодые отложения; 2 — юрские; 3 — верхне- и среднетриасовые; 4 — нижнетриасовые, оленекские; 5 — нижнетриасовые и верхнепермские, объединенные; 6 — нижнетриасовые в Каратауском авлакогене; 7 — верхнепермские в Каратауском авлакогене; 8 — палеозойские, до верхнепермские; 9 — гранитно-метаморфический слой; 10 — базальтовый слой; 11 — разломы: секущие поверхность Мохо (а), базальтового слоя (б), прочие (в); 12 — графики Δg , наблюдаемый (а), расчетный (б); 13 — средние плотности пород в блоках, установленные в верхах разреза измерениями керна скважин, в низах — решением прямой задачи гравиразведки (в $г/см^3$), 14 — наименования структур (см. на рис. 3); 15 — преломляющие границы: T_ϕ , T_5' (T_5), T_3 , T_2 , и отражающие горизонты: III, IV, а также горизонт «Г» (МОВЗ)

уже не вышерассмотренный байкальский фундамент (T_ϕ), а совсем иное, собственно предъюрское основание, для сейсмических границ которого следует применять только обозначения T_5 (T_5'), но не T_ϕ' . Это основание представлено осадочными породами вышеохарактеризованных свит верхнепермско-триасового (каратауского) комплекса, интенсивно складчатая структура которого прекрасно видна в обнаженных ядрах хребтов Каратау Горного Мангышлака. В его пределах граничные скорости понижаются до своих минимальных значений $V_r = 4,0—4,7$ км/сек (см. рис. 2). При этом мощности каратауского комплекса здесь максимально возрастают до 6—8 км (Мстиславский, 1966, 1977), и он образует как бы двояковыпуклую линзу с единой плотностью 2,72 (рис. 4).

Внутри складчатой линзы полностью отсутствуют какие-либо сейсмические границы, тогда как в ее кровле и подошве они устанавливаются совершенно отчетливо. Верхняя граница — T_5 приурочена к поверхности

складчатых обнажающихся пермо-триасовых образований. Нижняя граница — это горизонт «Г» по А. И. Димакову и А. И. Тамарову (1973), установленный сейсмологическим методом (МОВЗ). По этим авторам горизонт «Г» отождествляется с поверхностью складчатого палеозойского фундамента (поверхностью гранитного слоя) и сопоставляется с сейсмическим горизонтом T_{Φ} Северного Устюрта, который, как было рассмотрено выше, приурочен к поверхности байкальского основания. В самом деле горизонт «Г», максимально погруженный под хребтами Каратау, резко поднимается в зоне Северо-Мангышлакского разлома и почти «стыкуется» с горизонтом T_{Φ} поверхности байкальского фундамента Северо-Устюртского блока (см. рис. 4).

Максимальные глубины, на которые погружен горизонт «Г» на Горном Мангышлаке, достигают 12 км и более (Димаков, Тамаров, 1973), очерчивая подошву складчатой линзы под хребтами Каратау. Однако максимальная мощность пермо-триасового комплекса в Каратау составляет только 8 км (Мстиславский, 1966, 1977). В связи с этим разница в 4 км должна примерно соответствовать мощности довернепермских, палеозойских дислоцированных отложений, образующих совместно с каратауским комплексом единую складчатую линзу¹. Все это заставляет идентифицировать горизонт «Г» Мангышлака с горизонтом T_{Φ} байкальского фундамента Северного Устюрта, но в отличие от последнего горизонт «Г» был вовлечен в интенсивное верхнепермско-триасовое погружение и складчатость в пределах выделяемого нами собственно Каратауского авлакогена (см. рис. 4). Ранее (Мстиславский, 1967) выделялась более обширная структура Мангышлакского авлакогена, которая оказалась гетерогенной и включающей как собственно Каратауский авлакоген, так и синхронно развивавшееся с ним Отпанско-Бекешкудукское сводовое палеоподняtie, рассматриваемое ниже.

Изложенные факты с точки зрения истории развития могут свидетельствовать о том, что Мангышлакской зоны дислокаций как самостоятельной структуры, по-видимому, не существовало в течение почти всего палеозоя (до перми), а на ее территории в это время формировался квазиплатформенный палеозойский чехол над байкальским фундаментом (с волной T_{Φ} — горизонтом «Г»), который сочленялся с аналогичным основанием Северо-Устюртского и Южно-Мангышлакского блоков в единую эпибайкальскую плиту. Она была сложена, по-видимому, преимущественно осадочными формациями без признаков основного магматизма, на что указывает тот факт, что магнитное поле Мангышлакской зоны поднятий повсеместно характеризуется нулевыми или отрицательными значениями (Кунин, Коробкин, 1971). Такой характер магнитного поля свидетельствует о полном отсутствии здесь эвгеосинклинальных формаций или признаков любого другого магматизма с заметным площадным развитием основных или хотя бы средних по составу пород.

Наконец, сам верхнепермско-триасовый каратауский комплекс Горного Мангышлака не отличается по формационному составу от синхронных ему отложений в платформенных Северо-Устюртском и Южно-Мангышлакском блоках, за исключением, конечно, увеличенных мощностей пород, их дислоцированности, а также распространенности здесь антраконитовой формации верхнего триаса. Действительно, литолого-формационный облик отпанской свиты, сложенной континентальными пестроцветными мелкозернистыми (редко среднезернистыми) песчаниками, алевролитами с подчиненными аргиллитами и характерными линзовид-

¹ Этот маломощный (4 км) интервал следует отождествлять с палеозойским квазиплатформенным чехлом эпибайкальского массива, в котором по отношению к каледонидам и герцинидам соседних областей могут быть выделены догеосинклинальный и сингеосинклинальный чехлы, в понимании М. В. Муратова (1974).

ными прослойками внутрiformационных брекчиевидных конгломератов из обломков красноцветных аргиллитов при наличии трещин усыхания в алевролитово-аргиллитовых прослоях — этот облик скорее всего указывает на платформенный тип формаций (Мстиславский, 1977), чем на молассоидный, или тем более молассовый.

Вышеизложенные континентальные долнапинские тонкообломочные отложения индусского яруса и морские тарталинские, караджатыкские отложения оленекского яруса также следует считать платформенными. При этом оленекские отложения были отнесены (Мстиславский, 1977) к известному типу песчано-алевритовых известковистых сероцветных формаций с повышенной битуминозностью (Геологический словарь, 1973, стр. 370), который иногда является нефтегазоносным при отсутствии наложенных эпиплатформенных дислокаций. И действительно, из этой оленекской формации в недислоцированном Южно-Мангышлакском блоке получены промышленные притоки нефти и газа (Крылов и др., 1975).

Все вышеизложенное заставляет нас делать вывод о том, что только в поздней перми территория Горного Мангышлака стала обособляться как самостоятельная структурная единица в виде внутриплатформенного межразломного прогиба (Горно-Мангышлакского или Каратауского авлакогена), который претерпел инверсию в конце позднего триаса и превратился в антиклинорий. В результате байкальский фундамент, фиксируемый горизонтом «Г», здесь был наиболее глубоко погружен и переработан, а палеозойско-верхнепермско-триасовые отложения под воздействием поздне триасовой складчатости смялись в единую сложно-дислоцированную линзу, которая является складчатым («авлакогеновым»), но не геосинклинальным основанием по отношению к перекрывающим его юрским и более молодым отложениям чехла эпигерцинской Скифско-Туранской плиты.

Таким образом, говоря о доюрской дислоцированной линзе как о складчатом основании, следует подчеркнуть автономность Мангышлакской зоны поднятий по отношению к Туранской плите и принадлежность ее к планетарной структуре Днепровско-Тянь-Шаньского (или Сарматско-Туранского) линеамента. В пределах последнего от Донбасса через кряж Карпинского к Мангышлаку происходило разновременное заложение и замыкание внутриплатформенных герцинских и позднегерцинско-раннекимерийских авлакогенов, самым молодым из которых является Каратауский авлакоген.

Рассмотренные материалы показывают, что между Северо-Устьюртским и Южно-Мангышлакским эпибайкальскими платформенными блоками четко выкалывается по запад-северо-западным глубинным разломам линеамента единая, кажущаяся однородной структура Мангышлакской зоны дислокаций. Однако более детальное районирование последней показывает, что внутреннее ее строение неоднородно и имеет блоковый характер благодаря влиянию субширотных и диагональных, северо-западных разломов (см. рис. 3)².

По данным КМПВ, МОГТ, гравиразведки и бурения, внутри Мангышлакской зоны поднятий были выделены три поперечных антимангышлакских сегмента, а не два, как выделялось ранее: 1) Западно-Мангышлакский (или Тюбкараганский); 2) Центральномангышлакский (или Беке-Башкудук-Каратауский) и 3) Восточно-Мангышлакский (или Тумгачин-Карамаинский). Они имеют в плане форму параллелограммов и их косопоперечными ограничениями являются диагональные разломы: Тюбкараганский, Тумгачинский, Биринжик-Тасоюкский, а продольными служат глубинные швы самой зоны: Северо-Мангышлакский и Беке-Башкудукский (см. рис. 3).

² На ведущую роль разломов в процессе ее формирования уже давно указывали В. М. Муратов (1955) и В. Е. Хаин (1958), а также М. Ф. Мирчинк и др. (1962).

Тюбкараганский и Тумгачинский разломы вместе с отрезками продольных швов выкалывают Центральномангышлакский сегмент, который проявляется как в современной, так и в палеоструктуре. В поле силы тяжести, пересчитанном на высоту $H=10$ и 20 км, Центральномангышлакский сегмент выделяется «локальной» положительной аномалией регионального поля силы тяжести, внутри которой устанавливаются два максимума, приуроченные к сводовой части Беке-Башкудукского вала и хребту Восточный Каратау (см. рис. 2). Максимумы совпадают с участками подъема границы T_5^1 в своде Беке-Башкудукского вала и T_5 — в своде Каратауского антиклинория. В результате решения прямой задачи гравиразведки вдоль разреза А—А (рис. 4) оказалось, что эта относительно «локальная» аномалия регионального поля силы тяжести обусловлена двумя факторами: а) приближенностью к поверхности более плотных палеозойских пород ($\delta=2,71$ г/см³) в области между Жетыбай-Узеньским и Южно-Каратауским разломами и б) наличием мощной складчатой линзы пермо-триасового каратауского комплекса с плотностью $2,72$ г/см³. Рассмотренная «локальная» аномалия в современной и палеоструктуре выражается гипсометрической приподнятостью наиболее древних пород каратауского комплекса, в связи с чем под юрским чехлом на Беке-Башкудукском валу залегают вскрытые скважинами К-12, К-16, К-38 нижнетриасовые породы долнапинской свиты (Шлезингер, 1965), а в хребтах Каратау под юрскими отложениями на поверхности современного рельефа обнажаются уже и верхнепермские породы отпанской и биркутской свит (см. рис. 3, 4).

В Западно-Мангышлакском сегменте, отделенном Тюбкараганским разломом, эти образования глубоко погружены, и там на доюрскую поверхность, по-видимому, повсеместно выходят дислоцированные верхнетриасовые отложения. Последние вскрыты скважинами на глубинах $800—1300$ м в осевой и наиболее приподнятой продольной структуре этого сегмента — Тюбкараганском валу, в крыльях которого, по сейсмическим данным, они погружаются еще глубже — до 3000 м и более (Коган, 1959; Шлезингер, 1965). Тюбкараганский вал является западным почти непосредственным продолжением Каратауского вала, но сочленяется с ним кулисообразно по шву Тюбкараганского разлома (см. рис. 3). Вертикальный перепад доюрской поверхности по верхнетриасовым отложениям от Каратауского вала к Западно-Мангышлакскому сегменту составляет, таким образом, $800—3000$ м и более.

Полоса интенсивно дислоцированных верхнетриасовых пород окаймляет Центральномангышлакский сегмент также и с востока дугообразной полосой между диагональными Тумгачинским и Карашекским разломами в пределах Восточно-Мангышлакского сегмента. Там они обнажаются на восточной периклинали Восточного Каратау и в ряде небольших изолированных возвышенностей: Жанаулие, в Беясееньском грабене и на горе Карашек (см. рис. 1, 3). На Карашеке, по данным Н. В. и С. Е. Петровых (Стратиграфия..., 1973), обнажаются дислоцированные среднетриасовые отложения, представленные песчаниками карадуанской свиты с морской фауной мощностью до 330 м, а также верхнетриасовые доломиты мощностью 150 м, залегающие в тектоническом клине. Большую часть горы Карашек слагают широко развитые здесь нижнетриасовые оленекские и индские отложения караджатикской (1000 м), тарталинской (700 м) и долнапинской свит. Породы последней обнажаются и в самой восточной части Восточно-Мангышлакского сегмента — на горе Карамая и в районе колодца Кугусем. Отсюда они разворачиваются и протягиваются, по-видимому, непрерывной полосой под юрскими отложениями на северо-запад, к Бузачам, и на юго-восток, в Ассаке-Ауданский прогиб (см. рис. 3), что по скважинам было отмечено В. С. Князевым и П. В. Флоренским (1968).

Этот разворот структурных элементов от общего субширотного (280—300°) простирания Мангышлакской зоны поднятий на 20—30° к юго-востоку в пределах Восточно-Мангышлакского сегмента был установлен Р. Г. Гарецким и В. И. Шрайбманом (1960), И. С. Плещеевым, А. И. Шаратовым и А. Е. Шлезингером (1961), а для запада Мангышлака указан еще Н. И. Андрусовым. Оси магнитных аномалий фундамента простираются в юго-восточном направлении, пересекая общее субширотное простирание Мангышлакской системы дислокаций под углом до 30° (Гарецкий и др., 1960). В то же время в этом сегменте отчетливо прослеживаются и общемангышлакские структуры, которые, обновляясь в предъюрское время, определили, например, южное ограничение зоны в виде приподнятого узкого горстообразного блока. В его состав к востоку от Беке-Башкудукского вала входят субширотные поднятия Карашека и Карамай (см. рис. 3).

Региональная северо-западная положительная магнитная аномалия первого порядка протягивается в фундаменте через Восточный Мангышлак в Южно-Бузачинский прогиб, где снова поворачивает в сторону субширотного направления (Кунин, Коробкин, 1971). Эта крупная структурная дуга, отделяющая Восточно-Мангышлакский сегмент от Центральноустуртского поднятия (Неволин, 1961), где нет пермо-триасовых отложений (Мирчинк и др., 1962), и соединяющая его с Южно-Бузачинским прогибом, отчетливо прослеживается и в глубинном строении. Она проходит через весь запад Туранской плиты в виде сочленяющихся Южно-Бузачинского и Модар-Чемкинского мантийных разломов (Беляевский и др., 1979). Внешнюю сторону дуги образует Карабаур-Каракумская область поднятий поверхности Мохоровичича (Вольвовский и др., 1975), которая периклинально погружается на запад-северо-запад, проходя через центр Бузачинского свода. Непосредственно с юга и юго-запада к Бузачинско-Каракумской области глубинных поднятий примыкает дугообразная область погружений, внутри которой Восточно-Мангышлакский сегмент в виде перемычки с глубинами до поверхности Мохоровичича в 42,5 км разделяет наиболее глубоко прогнутые впадины, унаследованные Южно-Бузачинским (47,5 км) и Ассакее-Ауданским (48 км) прогибами (Беляевский и др., 1979).

Существование глубинной перемычки Восточно-Мангышлакского сегмента проявилось и в формировании более молодых структур, в том числе и предъюрских. Это отражается в широком развитии здесь подюрскими отложениями более древних образований каратауского комплекса, представленных долинапинской и отпанской свитами нижнего триаса и верхней перми, тогда как в Западно-Мангышлакском (Тюбкараганском) сегменте под юрой повсеместно вскрываются верхнетриасовые отложения. Мало того, на горе Карамая в небольшом малозаметном выходе в пермо-триасовом ядре антиклинали, взброшенном по разлому, обнажаются черные известняково-сланцевые породы³, литологически очень напоминающие черные известняково-сланцевые породы карбона, которые в изобилии встречаются в переотложенной гальке базальных среднеюрских конгломератов на горе Тонаша вдоль западного ограничения Восточно-Мангышлакского сегмента. Если эти черные породы горы Карамая окажутся действительно палеозойскими образованиями, то тогда следует обратить первостепенное внимание на оценку перспектив их нефтегазоносности в пределах Восточно-Мангышлакской перемычки.

³ Эти проблематичные породы были осмотрены А. И. Шаратовым, С. Е. Петровым, Н. В. Петровой и М. М. Мстиславским в совместном маршруте на горе Карамая в 1972 г. По общему мнению, данные породы резко отличаются от окружающих пермо-триасовых отложений и, по-видимому, могут быть условно отнесены к палеозойскому комплексу, хотя на изданной геологической карте они датируются как юра.

Это вытекает из следующих предпосылок: 1) так как обнажающиеся пермо-триасовые отложения представлены здесь своими нижними горизонтами, то ближе к поверхности здесь поднимается и палеозойский комплекс; 2) однако эта приподнятость палеозойских пород не отражается здесь в поле силы тяжести, как в Центральномангышлакском сегменте, в виде положительной гравитационной аномалии; 3) все это может свидетельствовать о меньшей уплотненности палеозойских пород и на их перспективность в газоносном отношении в пределах приподнятой перемычки Восточного Мангышлака.

Совершенно параллельно рассмотренной выше внешней дуге глубинных структур прослеживается и внутренняя дуга вдоль границы Центральномангышлакского и Восточно-Мангышлакского сегментов в виде узкой полосы верхнетриасовой складчатости между Карашекским и Тумгачинским разломами (см. рис. 3). Для последнего также предполагается глубинное заложение (Беляевский и др., 1979).

Рассмотренные две глубинные дугообразные структуры, по-видимому, оконтуривают соответствующий линеамент, названный здесь Бузачинско-Каракумским. На участке Восточно-Мангышлакского сегмента он пересекает Днепровско-Тянь-Шаньский линеамент и расчленяет его на отрезки различного строения: а) Центральноустуртское поднятие, где отсутствуют пермо-триасовые отложения; б) Восточно-Мангышлакский сегмент, являющийся перемычкой и в) Центральномангышлакский сегмент с максимально дислоцированными палеозойско-пермо-триасовыми отложениями, особенно в пределах Каратауского авлакогена.

Наибольшая дислоцированность пермо-триасовых отложений в Каратауском авлакогене хорошо устанавливается и по минимальным значениям граничных скоростей волны T_3 , составляющим в его западной части — на Тюбкараганском валу 5,0—5,3 км/сек. В менее дислоцированных крыльях этого вала они уже возрастают до 5,4 км/сек. Далее на восток, на горе Каратаушик и хребтах Каратау граница T_3 проявляется в наименьших значениях — 4,0—4,7 и 5,1—5,3 км/сек; в полосе Тумгачинских дислокаций данные отсутствуют, но в сторону от нее цифры скоростей возрастают от 5,5 км/сек и выше (см. рис. 2).

Как уже отмечалось, граница T_3 в Горном Мангышлаке проводится мангышлакскими геофизиками по поверхности каратауского комплекса, тогда как к югу от Южно-Каратауского разлома под мезозойско-кайнозойским чехлом она теряет свою конкретность и считается проходящей либо в подошве, либо внутри пермо-триасового комплекса, обозначаясь индексом T_3^1 или T_{ϕ}^1 . Следует подчеркнуть, что граница T_3^1 по отношению к волне T_3 обладает более высокими значениями скоростей, преимущественно 5,4—5,6 км/сек, характеризуя область между Южно-Каратауским и Беке-Башкудукским разломами. К югу от последнего в полосе Жетыбай-Узеньской ступени появляется уже более высокоскоростной горизонт T_{ϕ} со скоростями $V_r = 5,6—5,8$ км/сек, возрастающими в Южно-Мангышлакском прогибе до 5,9—6,0 км/сек, хотя на участках сближения разломов встречаются и относительно низкие значения, такие, как 5,4 км/сек (см. рис. 2).

Граница T_3^1 одновременно с границей T_{ϕ} зарегистрирована в Южно-Мангышлакском прогибе, будучи условно привязанной к поверхности допермских отложений (Кунин, Коробкин, 1971). С нашей точки зрения, границу T_3^1 следует привязывать к поверхности доверхнепермских отложений, относя образования нижней перми к палеозойскому, а верхней перми — к пермо-триасовому комплексам. Такое разделение комплексов установлено для ряда районов Туранской плиты, а также Предкавказья и края Карпинского. В пределах рассматриваемой территории на Жетыбай-Узеньской ступени к югу от Беке-Башкудукского разлома граница T_3^1 прослеживается ниже оленекских и индских отложений нижнего триаса, нефтегазоносность которых подчеркивает их плат-

форменный характер. Однако, как было рассмотрено выше, граница T_5 на Горном Мангышлаке совершенно отчетливо проходит по поверхности пермо-триасового складчатого комплекса, в состав которого здесь входят не только интенсивно смятые индские (долнапинская свита) и оленекские (тарталинская и караджатыкская свиты), но и столь же дислоцированные более молодые, среднетриасовые (карадуанская свита) и верхнетриасовые (хозбулакская и шаирская свиты) отложения, а также более древние породы отпанской и биркутской свит верхней перми.

Из вышеизложенного следует, что горизонт $T_5(T_5^1)$ не совпадает с какой-либо единой границей: на Горном Мангышлаке она (T_5) прослеживается по поверхности складчатого каратауского комплекса, включающего верхний триас (карнийский и норийский ярусы), тогда как на Жетыбай-Узеньской ступени граница T_5^1 проходит ниже нижнетриасовых (индских) отложений, что установлено глубокими нефтепоисковыми и структурными скважинами (Крылов и др., 1975).

Особенно требует конкретизации и уточнения положение стратиграфического уровня границы $T_5(T_5^1)$ в переходной области между указанными районами Центральномангышлакского сегмента, т. е. между Южно-Каратауским и Беке-Башкудукским разломами. Здесь он геологически подтверждается скважинами К-12, К-16, К-38, пробуренными на Беке-Башкудукском валу. Так, на его своде скважиной Карасязь-38 непосредственно в подошве юрских отложений на глубине 449 м вскрыты породы долнапинской свиты индского яруса (Шлезингер, 1965, стр. 32), перебуренные до забоя скважины на глубине 600 м. Горизонт T_5^1 в своде Беке-Башкудукского вала прослежен на глубине 1000 м (Кунин, Коробкин, 1971), что определяет здесь мощность верхнепермско-триасовых отложений всего в 550 м.

Кроме того, не только на своде, а вероятно, на всем Беке-Башкудукском валу полностью выклиниваются средне- и верхнетриасовые отложения. Об этом можно судить по их отсутствию в скважинах на нефтепоисковых площадях Карасязь-Таспаса, Шалабая, Сароя (Крылов и др., 1975) и в южной части хребта Западный Каратау, где средне- и верхнетриасовые напластования выпадают из разреза каратауского комплекса в пределах конседиментационного Отпанского палеоподнятия (Мстиславский, 1972). Оно, по-видимому, являлось крайним северо-западным периклинальным окончанием, носом выделяемого нами более крупного Отпанско-Бекебашкудукского палеоподнятия (см. рис. 3). Последнее определило выклинивание средне- и верхнетриасовых отложений в его пределах и снос крупнообломочного материала на север в Каратауский авлакоген, что устанавливается по наличию по периферии Отпанского палеоподнятия валунных конгломератов в карадуанской свите, состоящих из обломков песчаников и аргиллитов оленекских отложений (Мстиславский, 1972). На область сноса, расположенную непосредственно к югу от Горного Мангышлака, еще ранее указывал В. В. Мокринский (1952).

Достаточно резкий подъем рассмотренной выше границы T_5^1 от Жетыбай-Узеньской ступени к Беке-Башкудукскому валу и далее на север вплоть до хребтов Каратау (где она сменяется волной T_5) показывает, что Отпанско-Бекебашкудукское палеоподнятия прекрасно отражается и в современной структуре как унаследованное сводовое поднятие палеозойского фундамента с плотностью 2,70—2,71 г/см³ (см. рис. 4). К северу от Южно-Каратауского глубинного разлома оно сменяется инверсионным поднятием складчатой линзы Каратауского авлакогена с плотностью 2,72 г/см³, совместно с которым как раз и образует положительную гравитационную аномалию Центральномангышлакского сегмента (см. рис. 2, 3).

Эти разнородные, но смежные поднятия близки и по времени своего образования. Действительно, одновременно с начавшимся в поздней

перми воздыманием Отпанско-Бекебашкудукского поднятия началось компенсационное прогибание Каратауского авлакогена с накоплением континентальных отложений биркутской и отпанской свит, образовавших регрессивный цикл верхней перми (Мстиславский, 1977). Вслед за этим еще в континентальных условиях началось повсеместное погружение в индском веке, а затем произошла оленекская трансгрессия моря. В среднетриасовую эпоху вновь началась интенсивный рост Отпанско-Бекебашкудукского поднятия, размыв в его пределах оленекских пород и снос их обломков на север в смежный осушившийся прогиб Каратауского авлакогена, где на периферии Отпанского носа накопились валунные конгломераты карадуанской свиты. Вслед за этим усилившееся прогибание авлакогена вызвало поздне триасовую ингрессию с накоплением мощных морских осадков хозбулакской и шаирской свит, которые, по видимому, полностью отсутствуют (не отлагались) на всей территории Отпанско-Бекебашкудукского поднятия. В конце норийского века произошла инверсия Каратауского межразломного прогиба в антиклинорий и возникновение синхронных с нею более слабых дислокаций остальной территории Мангышлакской зоны на фоне ее общего воздымания и нового осушения. Затем, в рэт-лейасовую эпоху зафиксирована консолидация эпигерцинской Скифско-Туранской платформы, чехол которой перекрыл и складчатые образования позднепалеозойских — триасовых авлакогенов, и чехлы эпибайкальских массивов.

Кратко рассмотрим наиболее гипотетический вопрос о происхождении Отпанско-Бекебашкудукского палеоподнятия. Располагаясь между глубинными Южно-Каратауским и Беке-Башкудукским разломами, оно представляет собой увеличенный в мощности блок, вероятнее всего, палеозойских пород, нижняя граница которого определяется горизонтом «Г» кровли байкалид, а верхняя — границей T_3^1 кровли дислоцированных пород пермо-триаса, включающих и отложения нижней перми. Верхнепермские отложения, как отмечалось, входят уже в пермо-триасовый комплекс. К югу от Жетыбай-Узеньского разлома отчетливо прослеживается горизонт T_3 , который в Южно-Мангышлакском прогибе, так же как и на Северном Устюрте, фиксирует байкальское основание при малой мощности залегающих над ним палеозойских напластований (см. рис. 4). Последние характеризуются на рассматриваемой территории нулевыми и отрицательными значениями магнитного поля (Кунин, Коробкин, 1971) и, следовательно, не включают формаций с основными или средними эффузивами, но отличаются резко увеличенной мощностью.

Все вышеизложенное позволяет считать указанный блок палеозойских пород образованием доверхнепермского авлакогена, ограниченного с юга и севера соответственно Беке-Башкудукским и Южно-Каратауским разломами (см. рис. 4), а с востока — Тумгачинским разломом (см. рис. 3). Этот палеозойский авлакоген назван здесь Центральномангышлакским (не отождествлять его с Центральномангышлакским сегментом), так как он занимает центральное положение на полуострове Мангышлак между Каратауским авлакогеном Горного Мангышлака и Жетыбай-Узеньской ступенью Южно-Мангышлакского прогиба (см. рис. 4). Блок последнего в палеозое являлся поднятием, которое ограничивало с юга Центральномангышлакский авлакоген. Это поднятие Н. Я. Куниным и Л. М. Коробкиным (1971, стр. 35) было условно названо Южно-Мангышлакским антиклинорием раннепалеозойской или более древней консолидации, т. е. байкальской, как это было рассмотрено здесь. По-видимому, в конце ранней перми Центральномангышлакский палеозойский прогиб превратился в антиклинорий, частью которого и стало рассмотренное выше Отпанско-Бекебашкудукское палеоподнятия. К северу от него с середины поздней перми начал интенсивно развиваться верхнепермско-триасовый Каратауский (Горно-Мангышлакский) авлакоген, под которым мощность палеозойских, доверхнеперм-

ских пород над байкалидами, как было показано выше, сокращена и примерно соответствует мощности таковых на Северном Устюрте (см. рис. 4).

Таким образом, территория Мангышлакской зоны поднятий может быть в целом представлена и в виде единого Мангышлакского авлакогена (Мстиславский, 1967; Тектоническая карта..., 1974, 1975), хотя в своем строении она гетерогенна и состоит из трех поперечных сегментов и двух продольных поднятий. Последние сформировались во времени непосредственно друг за другом на месте обращенных Центральномангышлакского и Горно-Мангышлакского (Каратауского) смежных прогибов — авлакогенов, которые были, таким образом, разновременными, позднегерцинскими, но не киммерийскими. Они, как и вся зона в целом, принадлежат к субширотной структуре Днепровско-Тянь-Шаньского линейного элемента, которая пересекается диагональными, северо-западными разломами. Последние наиболее рельефно проявлены в пределах Бузачинско-Каракумского линейного элемента, который образует диагональную полосу погруженных структур (региональных Южно-Бузачинского и Ассакеевского прогибов), пересекающую Днепровско-Тянь-Шаньский линейный элемент на участке Восточно-Мангышлакского сегмента. Будучи перемычкой — седловиной между активно воздымавшимися Центральноустюртским и Центральномангышлакским (сегментальным) поднятиями, Восточно-Мангышлакский сегмент с менее дислоцированными и менее уплотненными палеозойскими породами может представлять значительный интерес с точки зрения перспектив их нефтегазоносности. Интерес представляют также и сероцветные слабодислоцированные пермо-триасовые отложения, залегающие над сейсмическим горизонтом T_5^1 в пределах Отпанско-Бекебашкудукского поднятия, как на его современном своде, так и на крыльях в литологических ловушках под экраном глинистых пород низов юрского чехла.

Литература

- Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России. Госиздат, 1923.
- Бакиров А. А., Быков Р. И., Гаврилов В. П., Князев В. С. и др. Фундамент, основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью. М., «Недра», 1970.
- Беллевский Н. А., Мезенцев А. М., Мстиславский М. М., Олофинский Л. Н. Глубинное строение западной части Туранской плиты.— Сов. геология, 1979, № 5.
- Буш В. А., Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г. Тектоника эпигеосинклинального палеозоя Туранской плиты и ее обрамления. М., «Недра», 1975.
- Буш В. А., Кирюхин Л. Г. Палеозойско-триасовые нефтегазоносные бассейны молодых плит Евразии. М., «Недра», 1976.
- Винюков В. Н. К вопросу о тектонике пермских и триасовых отложений Мангышлака. Тр. ВНИГРИ, 1963, вып. 218.
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. Тектоника Туранской плиты. М., «Недра», 1965.
- Гарецкий Р. Г., Сапожников Р. Б., Шлезингер А. Е. Тектоническая природа палеозойско-нижнемезозойского комплекса пород Туранской и Скифской плит.— В кн.: Строение фундамента молодых платформ. М., «Наука», 1972.
- Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты (Западный Казахстан).— Тр. ГИН АН СССР, 1960, вып. 44.
- Геологический словарь, т. 2. М., «Недра», 1973.
- Димаков А. И., Тамаров А. И. Глубинная структура Мангышлака, Л., «Недра», 1973.
- Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенных впадин Европейской платформы. М., «Наука», 1972.
- Калинин Н. А. Тектоника Закаспийской платформы (Мангышлак и Устюрт).— Тр. ВНИГРИ, 1963, вып. 218.
- Карта тектонического районирования юга СССР. Под ред. Г. Х. Дикенштейна, К. Н. Кравченко, М. В. Муратова, Изд-во ГУГК, 1974.
- Князев В. С., Флоренский П. В. О циклическом развитии Мангышлака, Устюрта и соседних районов в пермское и триасовое время.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. 43, № 3.
- Князев В. С., Флоренский П. В., Чарыгин А. М., Шнип О. А., Мавыев Н. Н., Искандеров Д. Б. Строение и состав фундамента и пермо-триасового комплекса Туранской плиты.— В кн.: Строение фундамента молодых платформ. М., «Наука», 1972.

- Коган А. Ы. О тектоническом строении полуострова Тюб-Караган. Тр. ВНИГРИ, вып. 131 (геол. сб. 4), 1959.
- Крылов Н. А., Оруджева Д. С., Юферов Ю. К., Силич А. М., Едренкин С. С. Пермо-триас — новый перспективный на газ комплекс Мангышлака.— ВНИИ ЭГАЗПРОМ. Научн.-техн. обзор. Сер. геол. и разв. газовых и газоконденсатных месторождений. М., 1975.
- Кунин Н. Я. Промежуточный структурный этаж Туранской плиты. М., «Недра», 1974.
- Кунин Н. Я., Коробкин Л. М. Региональные геофизические исследования глубинного строения Южного Мангышлака. Серия: регион. разведочная и промысловая геофизика. М., ВИЭМС, 1971.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. О распространении и условиях залегания переходного комплекса в районах эпигерцинской платформы, прилегающих к Каспийскому морю. Докл. АН СССР, 1962, т. 146, № 4.
- Мокринский В. В. Развитие процесса формирования структурных форм и накопление угленосных осадков Мангышлака.— В сб.: Памяти акад. П. И. Степанова. Изд-во АН СССР, 1952.
- Мстиславский М. М. О расчленении верхнетриасовых отложений Мангышлака на свиты.— Докл. АН СССР, 1966, т. 163, № 4.
- Мстиславский М. М. О хозбулакской свите и конседиментационном развитии структур в верхнем триасе на Мангышлаке.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1967, № 7.
- Мстиславский М. М. Отпанский поддвиг и поперечное конседиментационное поднятие в пермо-триасовом (каратауском) комплексе Горного Мангышлака.— Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 3.
- Мстиславский М. М. Чехлы срединных массивов Туранской плиты.— В кн.: Тектоника срединных массивов (тр. совещ.). М., «Наука», 1976.
- Мстиславский М. М. Циклы осадконакопления и граница перми и триаса западной части Туранской плиты.— Сов. геология, 1977, № 12.
- Муратов М. В. Тектоническая структура и история развития равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа.— Сов. геология, сб. 48, 1955.
- Муратов М. В. Урало-Монгольский пояс.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского пояса (тр. совещ.). М., «Наука», 1974.
- Неволин Н. В. Тектоника Западного Казахстана и перспективы его нефтегазоносности. Гостехиздат, 1961.
- Плещеев И. С., Шаратов А. И., Шлезингер А. Е. Структуры Восточного Мангышлака и прилегающих районов плато Устюрт.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 36, вып. 1.
- Резанов И. А., Шевченко В. И. Строение и эволюция земной коры геосинклиналей. М., «Наука», 1978.
- Стратиграфия СССР. Триасовая система. Л., «Недра», 1973.
- Тектоническая карта юга СССР. Под ред. Г. Х. Дикенштейна, К. Н. Кравченко, М. В. Муратова. Изд-во ГУГК, 1975.
- Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения.— Тр. ВНИИГЕофизика, 1958, вып. 4.
- Хаин В. Е. К проблеме строения Каспийской впадины и структурных связей между Кавказом и Закаспием.— Геология нефти, 1958, № 9.
- Шлезингер А. Е. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций.— Тр. ГИН АН СССР, 1965, вып. 132.
- Яншин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу.— В сб.: Памяти акад. А. Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1951.

ВИМС
Москва

Статья поступила
30 ноября 1977 г.

УДК 551.243.4(574)

В. Ф. БЕСПАЛОВ

СИСТЕМА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОКРОВОВ КАЗАХСТАНА

В статье рассматриваются формы проявления в обнажениях ранних — доордовикских тектонических покровов, в основном раннекембрийского покрова офиолитов. Выше покрова офиолитов следуют: на северо-востоке Центрального Казахстана глубоководные граувакки и затем второй — доаренигский покров из материала пород островного комплекса небольшого ареала распространения. На комплексы покровов и плиты накладывается система рифтов (предаренигская деструкция), представляющих форму заложения палеозойских геосинклиналей. Подчеркивается исключительное значение покрова офиолитов в концентрации эпигенетического оруденения как экрана межформационных залежей и источника ряда металлов.

Горные породы офиолитовой ассоциации в относительно полном виде, сопоставимом с разрезом земной коры дна океана (Пейве, 1969, 1974), а чаще в виде отдельных массивов змеевиков, известняков, радиоларитов, габбро и базальтов, габбро и змеевиков, амфиболитов, или агломератов из глыб этих пород, разбросаны на всем пространстве эвгеосинклинальной области Казахстана — от восточного края Русской плиты до границы с Китаем. По геофизическим исследованиям офиолиты в виде пластины мощностью до 5 км распространены на большей части площади Центрального Казахстана.

За исключением офиолитов Кемпирсайского пояса на Западном Урале и Златогоровского рифта, офиолиты обыкновенно располагаются между кристаллическим фундаментом и палеозойским геосинклинальным комплексом (исключая протрузии змеевиков вдоль надвигов), находясь на одном структурном уровне с межформационными интрузиями гранитов.

Все особенности положения офиолитов в геологической структуре привели многих геологов к выводу, что они являются в основном останцами тектонических покровов пород дна океанов, надвинутых на прилегавшие к океану континенты (Пейве и др., 1976, 1977).

Не все геологические районы Казахстана одинаковы по формам распространения и возрасту ультрабазитов. Резко отделяются докембрийские офиолиты Восточного Казахстана и, вероятно, восточных зон Урала от ордовикских офиолитов Златогоровского и Кемпирсайского рифтов¹.

В Кемпирсайском районе, по данным ГСЗ (Антоненко и др., 1977) сейсмопрофиля Темиртау — Куйбышев, от восточного края Сакмарской зоны, через Орь-Илекскую — почти до Западных Мугуджар на протяжении около 60 км происходит затухание головных волн, полное исчезновение отражений внутри блока и не регистрируется граница Мохоровичича; в то же время и западнее, и восточнее ясно выделяются структуры расслоенности земной коры и ее граница с верхней мантией. Наряду с наличием здесь крупной положительной гравитационной аномалии сказанное позволяет допускать существование до сего времени под

¹ Указывается пироксенито- или перидотито-габбровый комплекс раннего ордовика в Сарытумском рифте; вопрос требует уточнения.

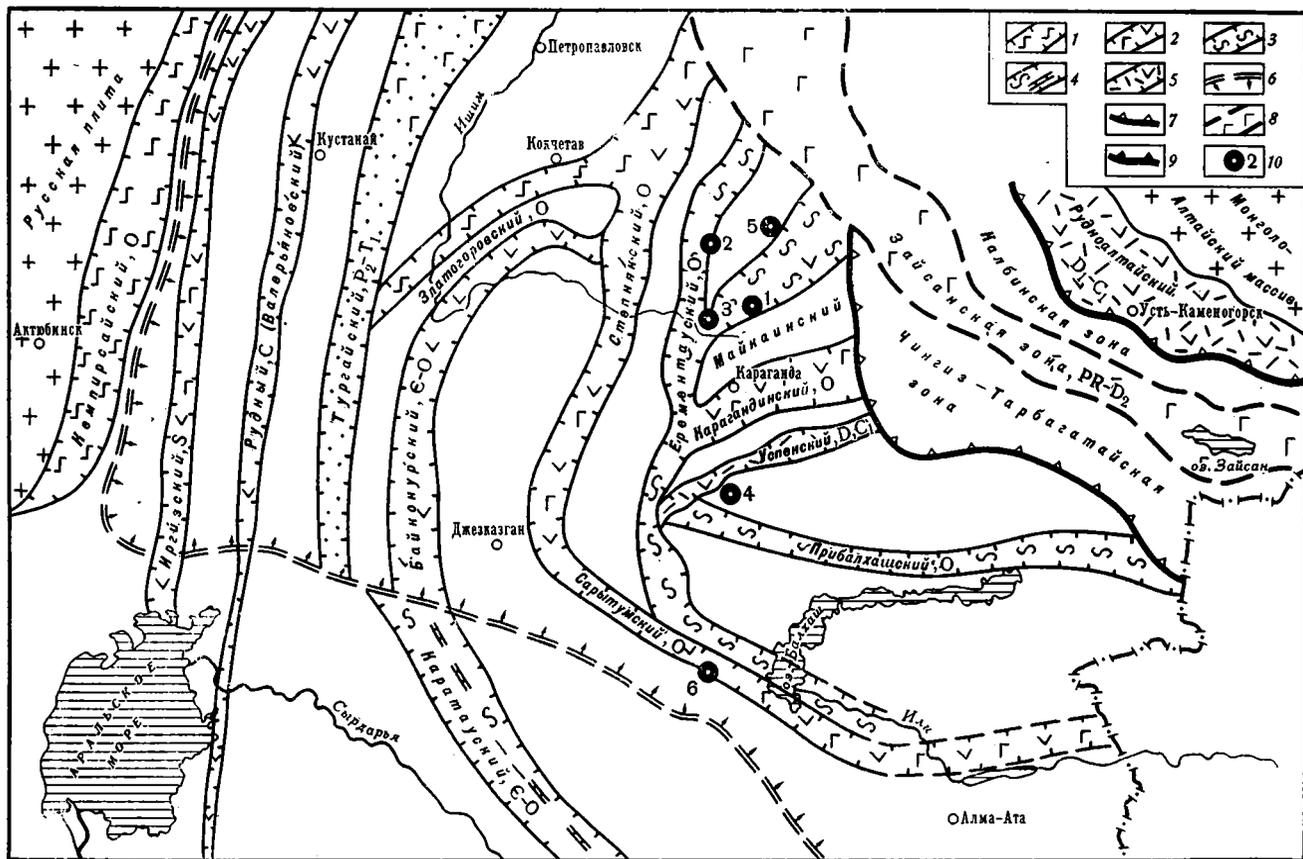


Рис. 1. Схема расположения основных геологических районов Казахстана в палеозое 1—5—рифты (возраст показан индексом): 1—с проявлением ультрабазитов, 2—с базальтоидными образованиями, 3—с глубоководными кремнистыми осадками, 4—с карбонатно-кремнистыми осадками, 5—с липарито-дацитовыми вулканитами; 6—западно-юго-западная граница распространения раннекембрийского покрова офиолитового океанического комплекса на Казахском массиве; 7—главный надвиг Чингиз-Тарбагатайского островного массива; 8—современные границы Зайсанской океанической зоны; 9—главный надвиг Монголо-Алтайского массива на структуры океанической зоны; 10—районы и точки, на которые даны ссылки в тексте

Орь-Илекской зоной выступающего от мантии базальтоидного блока; его верхняя часть, очевидно, сдвинута к западу (в Сакмарскую зону) и замещена надвинутым с востока кремнистым блоком. Как в Сакмарской, так и в Зеленокаменной зоне Мугоджар отражающие площадки по профилю полого наклонены к востоку, западные края блоков приподняты (Хрычев и др., 1968, 1973), подтверждая тем самым наличие обшего надвига к западу. Златогоровский рифт (рис. 1) подтверждается выходами на поверхность цепи массивов расслоенных и щелочных перидотитов (Тектоническая карта КазССР..., 1976) с радиологическим возрастом около 500 млн. лет, а по профилю ГСЗ Балхаш — Темиртау — Петропавловск (Антоненко, 1968) потерей волн V_r к югу от г. Кокчетав на протяжении до 80 км; подошва земной коры (поверхность М) здесь также не регистрируется, как и в Западном Примугоджарье. С чисто геологических позиций, строение Кемпирсайского рифта в пределах Сакмарской и Орь-Илекской зон изучили А. А. Абдулин и др. (1977), которые пришли к выводу, что ультрабазиты в основном имеют автохтонное положение в поясе раздвига и относятся к силуру; в процессе развития весь комплекс рифта поднимался и его верхняя часть при складчатости развернулась к западу и востоку в виде системы складок и покровов.

По уральской терминологии кемпирсайские офиолиты относятся к уралидам, т. е. к палеозойскому геосинклинальному комплексу (Херасков, 1967; Пучков, 1976), в то время как покровные рифейские офиолиты принадлежат, очевидно, доуралидам² — догеосинклинальному комплексу. Такое деление и взаимоотношение комплексов является общим для всей эвгеосинклинальной области Казахстана, как для уральской, так и восточноказахстанской частей.

Следовательно, история становления палеозойских складчатых систем Казахстана, в том числе тектонических покровов, отчетливо распадается на два периода: догеосинклинальный, охватывающий часть рифея и кембрий, и геосинклинальный — от аренигского века ордовика до среднего триаса, до полного завершения формирования палеозойских складчатых систем (Беспалов, 1971). Первый период по типу развития целиком океанический; второй — океанический вначале, примерно в девоне переходит в морской с реликтами глубоководных участков, имевших, по-видимому, кору океанического типа; со второй половины московского века — континентальный.

В настоящей статье приводится краткое описание горных пород догеосинклинального комплекса, которые образуют пластины или останцы тектонических покровов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ В РАННЕМ КЕМБРИИ

Согласно палеотектонической мобилистской реконструкции, в Казахстане объединены структуры Русской плиты, Казахстанского массива, океана и части Сибирского континента (Зоненшайн, Городницкий, 1977). Казахстанский массив обыкновенно рисуется в виде овала (на площади современных выходов гранитизированного протерозоя Кокчетавского и Атасу-Моинтинского антиклинориев), отделенного от Русской плиты. По обнажениям и определениям радиологического возраста (Бибикова и др., 1973; Зайцев, Филатова, 1972, и др.) или геофизическим исследованиям (Бекжанов и др., 1973) кристаллический фундамент прослеживается в основании палеозойских образований на всем пространстве от Кемпирсайского рифта до Чингиз-Тарбагатайского антиклинория. Фундамент изменен, неоднороден, но в общем прослеживается непре-

² Отложения аренигского яруса нижнего ордовика залегают несогласно на рифейских офиолитах.

рывно. Отклонения в строении земной коры, по данным ГСЗ, пока установлены только в двух отмеченных выше случаях: в Орь-Илекской зоне Мугоджар и Златогоровском рифте (см. рис. 1).

В раннем кембрии существовал, очевидно, один общий Казахстанско-Восточноевропейский массив, в котором казахстанская часть представляла выступ к востоку, в сторону океана. Наличие раннепротерозойского фундамента в пределах Восточного Казахстана доказывается как прямо, так и косвенно: распространением мощных ортокварцитов и известняков рифея, собранных в пологие асимметрично отраженные складки; на Чуйском срединном массиве горючий газ имеет примесь гелия аналогично Оренбургскому месторождению газа на Илецком выступе Русской плиты и т. д.³

Чингиз-Тарбагатайский антиклинорий подчинен Зайсанской океанической зоне; он вырисовывается в виде обрывка островной дуги с сложным внутренним строением. Зайсанская зона характеризуется базальтоидным составом пород и слабым развитием палеозойского гранодиоритового комплекса. Помимо офиолитов протерозоя зона включает наиболее поздние, известные в Казахстане, образования океанического рифта в виде мощных радиолярито-базальтовых отложений среднего девона. С северо-востока Зайсанская зона перекрыта Монголо-Алтайским массивом; на границе между ними — в Калбинской зоне — располагается система надвиговых блоков, сложенных частью офиолитовым меланжем, частью кристаллическим докембрием; Монголо-Алтайский массив и Калба в отличие от Зайсанской зоны глубоко гранитизированы; также гранитизирован Чингиз-Тарбагатайский антиклинорий.

ПОЛОЖЕНИЕ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ ПОРОД С ОРГАНИЧЕСКИМИ ОСТАТКАМИ РИФЕЙСКОГО И КЕМБРИЙСКОГО ВОЗРАСТА

Самое существенное значение для понимания рассматриваемого вопроса имеет положение в обнажениях пород с фауной кембрия или онколитами рифея. Обыкновенно это мраморы и известняки, иногда терригенные породы, которые чаще всего не составляют выдержанных стратифицированных горизонтов, а представляют отдельные глыбы разного размера (ранее они описывались как осадочные линзы), находящиеся в ассоциации с отторженцами других пород офиолитового или островодужного комплексов. Для уральской части Казахстана это известно давно: глыбы известняков с археоцитами раннего кембрия заключены здесь в Сакмарском тектоническом покрове.

В Восточном Казахстане глыбовые образования известны были геологам также уже много лет, но как таковые они нигде не картировались и не картируются, выделяясь в качестве нормальных стратиграфических горизонтов.

В общем горные породы с фауной кембрия встречаются в трех формах: в виде окатышей (глыб) в основании тектонических покровов; в форме изолированных глыб в тектонизированной массе кембрийских и рифейских пород; в виде крупных участков покровных пластин.

Для первого типа наиболее показательны горы Агырек (точка 1 на рис. 1)⁴ в 120 км севернее г. Караганды, где первоначально в одной из глыб известняка, принятой за линзу в толетовом базальте, была найдена фауна нижней части амгинского яруса среднего кембрия (Ившин, 1957) и выделен агырекский фаунистический и стратиграфический горизонт, положенный в основу составлявшейся стратиграфии кембрия Центрального Казахстана. При изучении гор Агырек в последние годы,

³ Кроме того, докембрий подсечен на Чуйском массиве буровыми скважинами.

⁴ Горы Агырек хорошо обнажены, посещаются многими геологами и могут служить для демонстрации особенностей тектоники Центрального Казахстана.

двуосных эллипсоидов с брекчиевой рубашкой толщиной до 40 см, заключенные в рассланцованные змеевики или в толеитовые базальты.

Образование окатышей очень характерно для тектонических покровов Казахстана: в Чарском покрове Калбинской зоны змеевики почти нацело состоят из мелких окатышей (обволакиваемых слюдообразным агрегатом), среди которых встречаются хорошо сформированные в виде двуосных эллипсоидов окатыши хромитов также в рубашке из зеленой слюдки; внутри покровов офиолитов нами наблюдались горизонты из окатышей, опознаваемые как таковые по их особенностям и неоднородному составу; все это свидетельствует в пользу того, что окатыши горных пород описываемого характера подчинены тектоническим покровам или отдельным пластинам покровов, на которые расчленяются последние при движении, и не представляют собой олистолиты.

Олистостромы имеют, по-видимому, более однородный и менее обработанный или совсем не обработанный под давлением перекрывающей движущейся пластины материал (Леонов, 1978). В качестве олистостромы в агырекской структуре выделяется глыбовый комплекс верхнеордовикских известняков, в которых материал однородный, глыбы слабо округлены, на выступах брекчированы, а в целом надвинуты на змеевики (см. рис. 2) и, видимо, относительно недалеко перемещены. Последнего нельзя сказать об известняках с фауной кембрия и породах офиолитовой ассоциации. Здесь в горах Агырек совмещены разновозрастные и разнофациальные геологические образования, которые для своего совмещения в одной геологической структуре должны были пройти неоднократные тектонические перемещения не менее чем на сотни километров. В самом деле, раннеордовикские радиоляриты налегают на офиолитовый меланж — тектонически перемещенные породы, затем вместе с последними тектонически перекрывают граувакки, захватив при движении глыбы кембрийских мелководных известняков, чуждых всему остальному комплексу пород и, вероятно, ранее также перемещенные.

В связи со сказанным следует отметить, что за все время изучения Центрального Казахстана не было доказано ни одного случая коренного залегания фаунистически охарактеризованного среднего или нижнего кембрия на более древних породах или даже участках складки, где бы те и другие залегали в одной слоистой структуре. И это в условиях протяженных фациальных поясов, свойственных рифею и раннему кембрию, где они хотя бы частично должны были находиться в автохтонном залегании; в рассматриваемом же случае мы видим несколько (4—5) разрозненных выходов экзотических глыб известняка среди пород, чуждых по составу и фации⁷.

Пример второй формы нахождения кембрийской фауны находится в горах Ерементау, по р. Караагаш (точка 2 на рис. 1). Небольшое обнажение — холм на левом берегу р. Караагаш — хорошо выделяется на приречной равнине; на него есть ссылка в XX томе Геологии СССР (1972, стр. 105) как на типичное обнажение, определяющее стратиграфическое положение торткудукской свиты (серии) верхнего кембрия Центрального Казахстана. Известняк с фауной верхнего кембрия представляет собой неправильной формы глыбу размером до 1 м, с каймой брекчированной породы и ореолом из мелких кусков известняка, рассеянных во вмещающих милонитах. Последние состоят из измельченного материала

⁷ Несмотря на наглядный и горький урок, который получила здесь чистая биоистратиграфия, практика выделения стратиграфических горизонтов по одному выходу породы неизученного положения продолжается. Так, Н. К. Ившиным (1978) вместо уничтоженного агырекского горизонта срочно вводится джангабульский в районе Бозшаколя, хотя положение породы с фауной аналогично таковому на горе Агырек: окатыш известняка в зоне надвига ордовикских туфов на базальты рифея; допускаются и стратиграфические вольности в виде необоснованного выделения новых свит в системе тектонического покрова офиолитов.

серого цвета, включающего фрагменты песчаника, базальта, кварцита, кислых эффузивов. В нем заключены в разной концентрации глыбы дацитов, липаритов, щелочных кислых эффузивов, редких базальтов, рифейских мраморов, песчаников. Обнажение совершенно отчетливо рисует тектоническое покровное происхождение этого агломерата разных по составу, происхождению и возрасту пород; считать такое образование стратиграфическим комплексом можно только на основе самовнушения.

Третья форма нахождения фауны преимущественно верхнего кембрия — в виде участков покровных пластин площадью до нескольких квадратных километров, в которых сохраняется слоистое сложение и часть осадочного разреза с нормальными соотношениями горизонтов (Ившин, 1962). Эти участки имеют обычный вид тектонических блоков, но частично брекчированы по краям или имеют даже глыбовое обрамление. В районе р. Селеты, где особенно типичны эти структуры, они изучались геофизическими методами Илийской геофизической экспедицией. По 23 профилям, на протяжении 100 км с севера на юг, получены однородные материалы: блоки с осадочным разрезом верхнего кембрия составляют верхнюю часть покрова офиолитов с объемным весом $2,90 \text{ г/см}^3$, имеющего мощность до 2 км и залегающего почти горизонтально на кристаллическом протерозойском фундаменте (объемный вес $2,7 \text{ г/см}^3$).

Таким образом, в Казахстане, включая его уральскую часть, известные кембрийские образования всегда находятся в тектонически перемещенном положении в составе тектонических покровов⁸.

Примером нахождения рифейских известняков с онколитами могут служить обнажения на горе Семизбугу у р. Оленты (точка 3, на рис. 1, рис. 3).

Район представляет невысокое поднятие; в нижней части профиля и в ложбинах выходят амфиболиты, рассланцованные змеевики, частью базальты и зеленые сланцы по базальту, в которые взяты глыбы мрамора и мраморизованных известняков, яшмокарцитов, габбро, базальта, в верхней части — поздние покровы пород девона и ордовика, перекрывающие офиолиты. Глыбовый комплекс приведенного состава (в основном мраморы и кварциты) выделен в качестве желтауской свиты рифея (Борукаев, 1955); ниже он именуется желтауским тектоническим комплексом.

На профиле (см. рис. 3) видно, что глыбы разрознены, вымыты в сложном перекрученном сланце и запрокинуты к западу. В известняках этого комплекса известны только рифейские онколиты, в кварцитах не встречается радиолярий, не встречено нигде глыб с фауной кембрия и кислых эффузивов; в комплексе исключительно рифейские осадочные породы и более древние базальты, габбро и ультрабазиты. Отдельные глыбы, показанные на разрезе, имеют сложное строение и в свою очередь состоят из разноориентированных обломков кварцитов и известняков, имеющих сглаженные и брекчированные кромки. В промежутках между глыбами местами виден более измельченный материал офиолитов, включая перидотиты и габбро. Насколько можно судить по совокупности изученных нами разрезов, мы на горе Семизбугу имеем дело с нижней частью размытого покрова офиолитов, лежащего непосредственно на кристаллическом фундаменте. Набор пород в составе покрова, очевидно, отвечает разрезу материнского комплекса; он полностью соответствует нормальному разрезу коры дна океана: ультрабазиты, габбро, амфиболиты, выше базальты, известняки, кварциты. Характерно обилие

⁸ По сообщению геологов И. А. Ротараша и Л. В. Булыго, в Чингиз-Тарбагатайском мегантиклинории фауна кембрия также находится в перемещенных комплексах, в экзотических глыбах. Таким образом, данные по Центральному Казахстану о кембрийских тектонических покровах, видимо, справедливы и для геологических структур хребтов Чингиз и Тарбагатай.

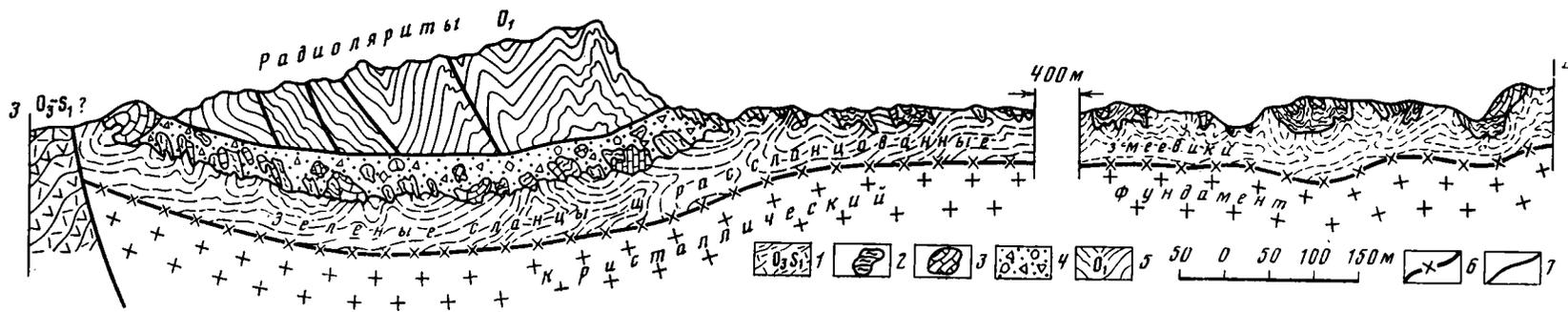


Рис. 3. Геологический разрез через горы Семизбугу на р. Оленты. Составил В. Ф. Беспалов, 1976 г.

1 — зеленые эффузивы ордовик-силурийские, существенно кислого состава, и песчаники; 2 — глыбы яш; 3 — глыбы мраморизованных известняков; 4 — мелкообломочный материал преимущественно из основных и ультраосновных пород; 5 — радиоляриты нижнего ордовика; 6 — граница покрова офиолитов; 7 — сбросы и надвиги

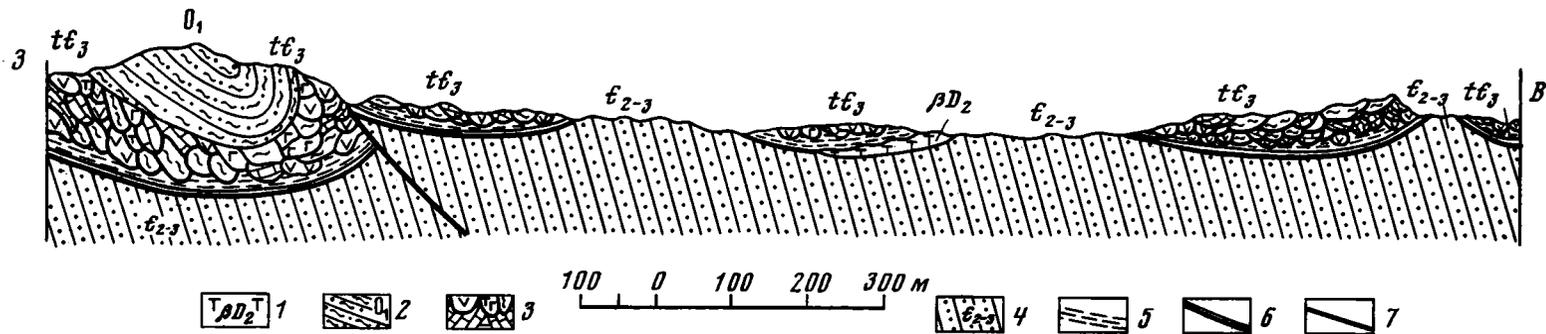


Рис. 4. Геологический разрез через горы Тюреджал в восточных предгорьях горного массива Ерементая. Составил В. Ф. Беспалов, 1977 г.

1 — долериты среднего девона; 2 — радиоляриты раннего ордовика (аренигский ярус); 3 — позднекембрийский тектонический покров; 4 — граувакки среднего — верхнего кембрия; 5 — милониты; 6 — поверхность покрова; 7 — надвиги

известняков⁹, которые типичны также для рифея Горного Алтая и Сибири. В общем же ясно выделяется тектонический покровный комплекс, состоящий только из пород офиолитовой ассоциации и рифейских известняков вверху разреза последней. Подтверждается рифейский возраст базальтов и тем более амфиболитов, габбро и ультрабазитов, определявшийся ранее (Борукаев, 1955).

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ ДОГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА

По общему литологическому составу, возрасту пород и положению в геологической структуре выделяются два тектонических покрова: нижний, ранний, состоящий целиком из офиолитов, раннекембрийский по времени образования; и верхний, поздний, состоящий из кембрийских пород и частью из материала раннего покрова — раннеордовикский, доаренигский покров. Наиболее широко и полно представлен ранний покров офиолитов. Покровы разделены отложениями глубоководных граувакк (турбидитов).

Ниже приводятся примеры обнажений покровных структур.

А. Поздний покров (предаренигский)

Наиболее отчетливо состав и положение позднего покрова видны в системе гористых гряд по восточному краю гор Ерементау. Здесь на грядках Тюреджал (точка 1 на рис. 1, рис. 4) покров по пологоволнистой поверхности, с мощными милонитами в основании, ложится на круто залегающие граувакки, запрокинутые к западу. Граувакки совершенно такие же, как на горе Агырек, глубоководные, с прослоями радиоларитов, фации континентального подножия. В милониты вмяты глыбки известняков, кварцитов, кислых эффузивов; выше по профилю они становятся крупнее и лежат плотнее. Перекрывается комплекс покрова нижнеордовикскими яшмами (аренигский ярус) по слабосорванному контакту.

К западу верхний покров прослеживается с перерывами, видимо, размыв; в главном крыже гор Ерементау ордовикские кварциты, слагающие крыж, налегают непосредственно на граувакки.

Б. Покров офиолитов

Помимо приведенного выше разреза покрова на горе Семизбугу в Восточном Казахстане известны характерные обнажения, показывающие покровное залегание офиолитов на кристаллическом докембри.

Район гор Ортау и Космурун (точка 4 на рис. 1). На главном водоразделе, к югу от г. Караганды, между горными массивами Ортау (пермские граниты) и Космурун (каменноугольные граниты) тектонический покров офиолитов хорошо обнажен и виден его непосредственный контакт с фундаментом, а также с тектонически перекрывающими офиолиты силур-девонскими отложениями (офиолиты здесь картированы на протяжении более 100 км к востоку от гор Ортау как ордовикская талдыэспинская свита, частью как сулуманакская свита рифея, ордовикские известняки и т. д.— в зависимости от состава покрова). Строение покрова у гор Ортау уже было нами кратко описано (Беспалов, 1976), а офиолиты как пластина между осадочными отложениями силур-девона и докембрийским фундаментом были в 1968 г. выделены здесь А. А. Духовским. Покров у гор Ортау отличается преобладанием в его составе габбро в виде глыб в жельтауском тектоническом горизонте основания и крупных массивов в верхней части покрова.

⁹ В стратиграфических соотношениях эти и кембрийские известняки на Урале и Центральном Казахстане не известны.

Непосредственно к востоку от южного края гор Ортау, вдоль левого борта р. Алабаска, виден разрез нижней части покрова, слагающей приречные сопки (рис. 5).

Рассланцованные змеевики основания покрова лежат на ровной, сглаженной поверхности гранитов, а южнее переходят на порфиroidы докембрия. Мощность змеевиков всего около 15—20 м, и к югу они переходят в зеленые амфиболовые сланцы. В змеевики взяты глыбы габбро, различающиеся по структуре, а на стыках брекчированные и рассланцованные; среди них встречена округлая глыба известняков, образованная окатышами и обломками серых, белых и розовых известняков, обычных для покрова, размером от сантиметров до метра¹⁰. Восточнее глыбовый горизонт наращивается, состав его становится более разнообразным, больше становится известняков, есть кварциты и змеевики, мощность достигает 80—100 м; выше (вверху обнажений) залегает крупный массив габбро площадью до 1 км², отвечающий верхнему горизонту покрова. Южнее глыбовый горизонт ложится прямо на порфиронды, имея в основании только несколько метров тектонической брекчии. Такие экзотические останцы, сложенные глыбами и массивами габбро, рифейских мраморизованных известняков, змеевиков, зеленых сланцев, прослеживаются далеко на юг от края сплошного покрова, на всех выровненных площадях докембрия Атасу-Моинтинского антиклинория.

Район оз. Бозсаколь (точка 5 на рис. 1). Район оз. Бозсаколь и медно-молибденового месторождения того же названия интересен довольно полным разрезом доордовикских покровов и выходом в основании пород кристаллического фундамента, представленных кварцево-амфиболовыми и кварцево-серицитовыми сланцами¹¹. Комплекс покровов, согласно официально принятой стратиграфии, расчленяется на ряд свит рифейского и кембрийского возраста в зависимости от положения в структуре и очень изменчивого литологического состава. Район между станцией и оз. Бозсаколь (рис. 6) представляет очень пологую антиклиналь, оборванную на крыльях сбросами. В ядре антиклинали выходят упомянутые выше кристаллические сланцы, на которые непосредственно налегают рассланцованные габбро нижнего глыбового горизонта. Наряду с глыбами различных габбро встречаются изредка обломки ультрабазитов, кремнистых сланцев, песчаников. Мощность этой части покрова около 50—70 м¹². Выше рассланцованность уменьшается, встречаются линзы тектонических окатышей из базальта, затем смесь из слабоокругленных глыб габбро и базальта¹³. Там, где сланцеватость не сказывается заметно, мощность достигает 200 м и более; в самом верш располагаются крупные массивы базальтов¹⁴, общей мощностью более километра. Местами в базальтах видна скорлуповатая эллипсоидальная отдельность с диаметром эллипсоидов в несколько метров, которая подчеркивается рельефом.

Выше залегает второй тектонический комплекс с его характерным полимиктовым составом, с преобладанием в обломках кислых лав. Налегание особенно хорошо видно на холмах западнее станции Бозсаколь,

¹⁰ Известняковый агломерат, вероятно, происходит из олистостромы и свидетельствует о сложном процессе формирования покрова.

¹¹ Ранее при съемке кристаллические сланцы не выделялись из состава тиесской свиты, в которую включались наряду с базальтами и ультрабазитами также кислые породы. Выделенные нами сланцы совершенно сходны с таковыми, например, в рифее Атасу-Моинтинского или Чуйского антиклинориев и на них очень полого налегают рассланцованные офиолиты раннего покрова. Характер взаимоотношений и состав пород исключают экзотическое положение кристаллических сланцев, а равно и принадлежность к одному комплексу с офиолитами или возможность метаморфизма офиолитов до состояния существенно кварцевых и калевых пород.

¹² Это телескольская свита по принятым стратиграфическим схемам.

¹³ Тиесская свита тех же схем.

¹⁴ Джангабульская свита — агырекский стратиграфический горизонт тех же схем.

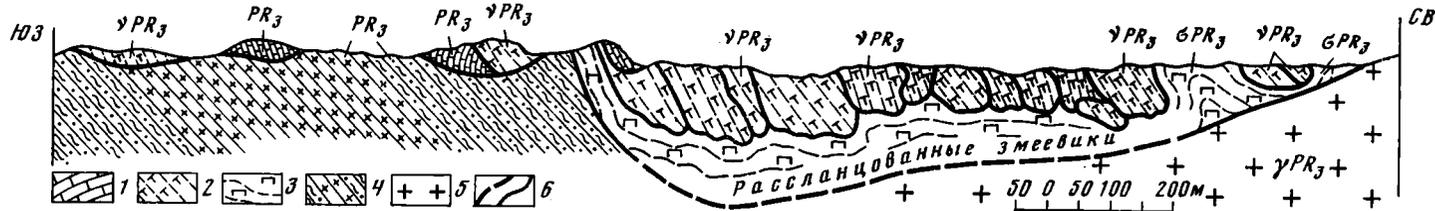


Рис. 5. Геологический разрез к юго-востоку от гор Ортау. Составил В. Ф. Беспалов, 1975 г. Останцы нижней части покрова офиолитов на гнейсово-сланцевом протерозойском фундаменте

1 — глыбы мраморизованных известняков верхнего протерозоя; 2 — глыбы габбро; 3 — змеевки; 4 — слюдяные сланцы и порфириды протерозоя; 5 — граниты протерозойские; 6 — а — граница офиолитов, б — тектонические границы внутри покрова

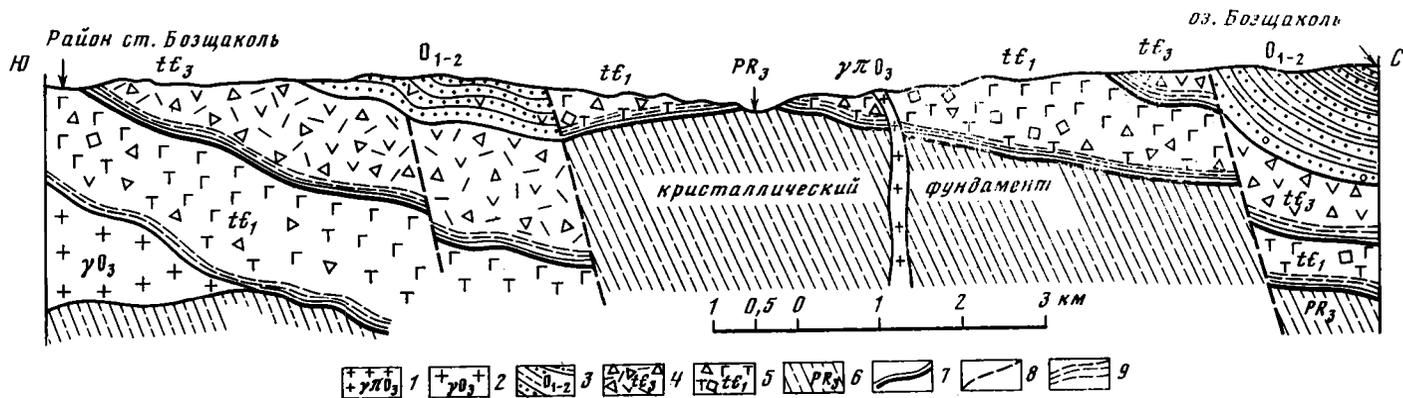


Рис. 6. Геологический разрез к северу от станции Бозшаколь Целиноградской ж. д. Составил В. Ф. Беспалов, 1977 г.

1 — гранит-порфиры верхнего ордовика; 2 — межформационные залежи гранитов верхнего ордовика; 3 — нижний — средний ордовик; 4 — позднемембрийский покров из материала пород островных дуг; 5 — раннекембрийский покров океанических офиолитов; 6 — кристаллический фундамент; 7 — поверхность тектонических покровов; 8 — сбросы; 9 — милониты — рассланцованные и дробленые породы в основании покровов

но непосредственный контакт закрыт. На всю обнажающуюся мощность верхний комплекс здесь сложен мелкими обломками и глыбами преимущественно порфиоров, сцементированными истертым материалом того же состава. На офиолиты и верхний покров налегают отложения нижнего — среднего ордовика (кремнистые и глинистые алевролиты, песчаники, туфы, эффузивы), слагающие асимметричные усложненные синклинали (см. рис. 6); они представляют собой совершенно нормальные слоистые образования, составляя основание палеозойской геосинклинальной серии.

Район Чу-Илийского мегантиклинория (точка 6 на рис. 1). На границе Чу-Илийского мегантиклинория и Чуйского среднего массива сосредоточены наиболее южные крупные выходы альпийских ультрабазитов Восточного Казахстана. Выходы подчинены пограничной зоне между Чуйским антиклинорием и Сарытумским прогибом (Тектоническая карта КазССР..., 1976), представлены частично базальтами, известняками и кварцитами, но преимущественно змеевиками с обильной вкрапленностью магнетита, что отмечается очень крупной узкой и протяженной магнитной аномалией. По этой магнитной аномалии обыкновенно рисуется глубинный разлом и пояс интрузий гипербазитов. Однако в выходах местами видны характерные агломератные глыбовые структуры из ультрабазитов, габбро, базальтов и мраморизованных известняков, совершенно аналогичных рифейским известнякам северо-востока.

Для решения вопроса о положении офиолитов в тектонической структуре самое существенное значение имеет сейсморазведка методом отраженных волн, проведенная Илийской геофизической экспедицией Министерства геологии КазССР в 1975—1977 гг.

Профиль, составленный геологами и геофизиками экспедиции через Чуйский антиклинорий и Сарытумский синклиний (рис. 7), не оставляет никаких оснований для предположения об интрузивном происхождении офиолитов¹⁵. Отмечаемая иногда линейность в распространении ультрабазитов и совместно с ними габбро и толеитовых базальтов имеет вторичное происхождение, обусловленное перемещением змеевиков по поверхности надвигов. Возможно, эти линейные зоны выходов ультрабазитов находятся на горст-геоантиклиналях, начавших поднятие еще в раннем ордовике на краю соответствующих прогибов. Таково происхождение горста, показанного на профиле (см. рис. 7), что ясно доказывается резко сокращенным в его пределах разрезом осадочных отложений ордовика и более поздних палеозойских образований. Аналогичное структурное положение имеют две другие характерные линейные офиолитовые зоны Центрального Казахстана: Тектурмасская и Майкаинская (Тектоническая карта КазССР..., 1976).

По данным МОВ и расчетам гравиметрического поля, авторы названной работы выделяют довольно ровную пластину офиолитов мощностью до 4 км, лежащую на кристаллическом фундаменте. Она отсутствует на отдельных тектонических блоках и дислоцирована согласно с перекрывающими офиолиты ордовикскими или более поздними палеозойскими отложениями.

По ряду профилей экспедиции, вдоль Чу-Илийского мегантиклинория, ровные пластины офиолитов распространены также северо-восточнее Сарытумской зоны и ее продолжения и смыкаются с рассчитанным ранее А. А. Духовским (Вознесенский, Духовский, 1968) профилем в районе к югу от Караганды (в Успенской зоне).

Расчеты А. А. Духовского были первыми для Восточного Казахстана, в которых выделялась трехслойная структура верхней части земной коры. Таким образом, по геофизическим данным, на большей части Центрального Казахстана верхняя часть земной коры имеет трехслой-

¹⁵ Профиль приводится с разрешения авторов.

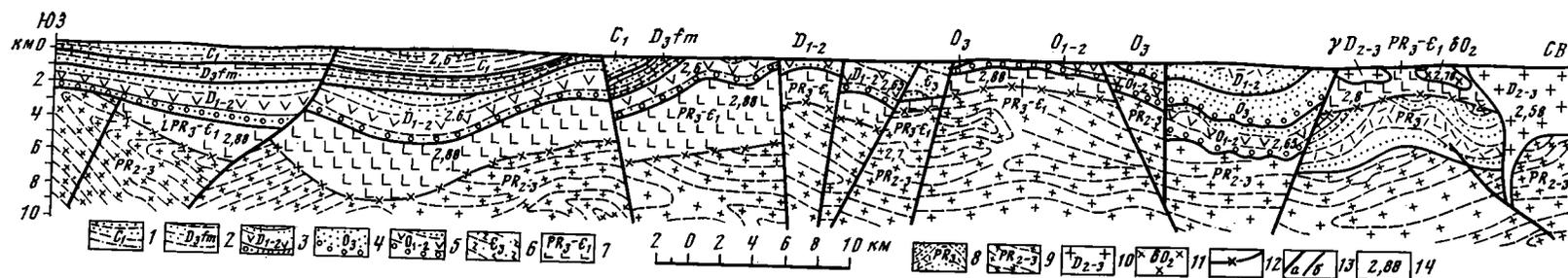


Рис. 7. Геолого-геофизический разрез через юго-восточную часть Чуйского антиклинория и прилегающую часть Сарытумской зоны. Составили в Илийской геофизической экспедиции Т. А. Акишев, С. Ю. Абулгазин, А. Ф. Метленков, А. А. Углина, 1977 г.

1 — нижний карбон (песчаники, алевролиты); 2 — верхний девон, фаменский ярус (известняки, обломочные породы); 3 — нижний — средний девон (эффузивы, песчаники); 4 — верхний ордовик (песчаники, конгломераты, известняки); 5 — нижний — средний ордовик (порфириды, песчаники); 6 — верхний кембрий? (кварцевые песчаники, в аллохтоне на офиолитовом комплексе); 7 — верхний протерозой — нижний кембрий (офиолитовый комплекс), преимущественно ультрабазиты и базальты (в тектоническом покрове на гнейсовом фундаменте); 8 — верхний протерозой (песчаники, эффузивы, известняки); 9 — средний — верхний протерозой (гнейсы, слюдяные сланцы, амфиболиты); 10 — граниты среднего — верхнего девона; 11 — диориты среднего ордовика; 12 — нижняя граница тектонического покрова офиолитов; 13 — глубинные (а), внутрикоровые (б) разломы; 14 — принятый объемный вес горных пород, $г/см^3$

ное строение: а) сверху — осадочный слой и гранодиориты (2,6—2,7 г/см³), мощность от 0 до 4 км; б) средний слой — офиолиты (2,8—2,9 г/см³) мощностью до 4 км; в) в основании — породы кристаллического протерозойского фундамента (2,7 г/см³).

ОБЩИЙ РАЗРЕЗ ДОГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА

Наиболее отчетливо на всей площади Восточного Казахстана (вероятно, и Восточного Урала) распространен тектонический покров из пород офиолитовой ассоциации, залегающий непосредственно на кристаллическом фундаменте протерозойской (карельской) плиты или наплитных рифейских отложениях. Устанавливаемая мощность покрова офиолитов до 5 км. Покров размыт, но тем не менее распространен на громадных площадях, что видно также по многочисленным протрузиям змеевиков и полосам меланжа вдоль надвигов на всех восточных зонах Урала, в Тургае и Восточном Казахстане (Тектоническая карта КазССР..., 1976; Тектоническая карта Урала..., 1977).

Выше следует осадочная толща граувакк, состоящая целиком из материала пород офиолитового покрова. Непосредственный стратиграфический контакт граувакк с офиолитами не известен, но по налеганию на граувакки второго покрова, который ложится одновременно на офиолиты, положение их (граувакк) в структуре определяется вполне однозначно.

Граувакки представляют собой слоистые, местами косослоистые, глаубоководные морские осадки с прослойками радиоляритов, бескарбонатные; известны они только в северо-восточной части Центрального Казахстана в полосе, примыкающей к предполагаемой океанической области; они имеют по всем данным автохтонное залегание.

Комплекс верхнего покрова ложится на офиолиты и граувакки. В его составе установлены обломки известняков с фауной от нижнего до верхнего кембрия включительно; выше залегают трансгрессивно отложения аренигского яруса нижнего ордовика. Комплекс включает частично породы офиолитового покрова, но в основном это совершенно чуждый последнему материал: дацитовые и липаритовые порфиры, щелочные эффузивы, амфиболовые порфиры типа андезито-дацитов, частью андезиты. Наряду с зелено-серыми породами подводного происхождения в обломках широко распространены краснокаменные образования. В общем это, по-видимому, породы вулканических островов и островного шельфа. Сказанное частью подтверждается составом кембрийской фауны трилобитов (Ившин, 1953, 1957, и др.); она включает до 40% эндемичных форм.

Формирование островного морского ландшафта в среднем и верхнем кембрии (восточнее Казахстанско-Восточноевропейского массива) представляется совершенно естественным; оно следует за первым сокращением рифейского океана и образованием покрова офиолитов. Верхний покров распространен, как и граувакки, в северо-восточной части Центрального Казахстана.

СИСТЕМА ОРДОВИКСКИХ РИФТОВ

Начиная с аренигского века раннего ордовика восточная часть Казахстанско-Восточноевропейского массива, перекрывавшаяся раннекембрийским покровом пород офиолитовой ассоциации, подвергается так называемой деструкции, преаренигской перестройке (Пейве и др., 1976), вызывавшейся в образовании системы резко очерченных рифтов (см. рис. 1). Главные рифты: Кемпирсайский (Западно-Уральский), Златогоровский, Байконурский, Степнякский, Сарытумский, Ерментауский, Майкаинский, Карагандинский. Только Западно-Уральский рифт отмечен

альпинотипными ультрабазитами; в Златогоровском развиты массивы расслоенных и щелочных гипербазитов, в Сарытумском — пироксениты в ассоциации с нижнеордовикским габбро. Остальные рифты охарактеризованы глубоководными кремнистыми осадками (с фауной конодонтов) аренигского яруса, толеитовыми и щелочными базальтами (Фрид, 1975, и др.), интрузиями габбро. Согласно с рифтами следуют линейные же полосы горстов и геантиклиналей (Восточно-Уральская, Тектурмаская, Майканская, Чуйская и др.). На всех поднятиях между рифтами выходят останцы тектонического покрова офиолитов.

Согласно с рифтами располагаются главные прогибы ордовика, выполненные морскими же терригенными отложениями (частью глубоководными турбидитами) и известняками, частично туфами и эффузивами. В некоторых зонах терригенные отложения предшествовали образованию самих рифтов.

Рифты и горсты ордовика в Восточном Казахстане имеют неодинаковое и невыдержанное простирание, но они определяют расположение складок, надвигов и покровов, которые начиная с ордовика образуются согласно с рифтами. Только это (и ничто другое) создает известный мозаичный рисунок геологической структуры Центрального Казахстана и, вероятно, Алтае-Саянской складчатой области.

Рифты тупо (в торец) упираются в Чингиз-Тарбагатайский антиклинорий и Зайсанскую зону и только примерно с девона начинают формироваться общие структуры. Легко видеть, что раздвиги-рифты ордовика составляют основу структурного плана и первичные формы геосинклиналей палеозоя, и более никаких геосинклинальных структур в палеозое Казахстана указано быть не может.

Пояса рифтов остаются крайне подвижными на протяжении от раннего ордовика до позднего девона; с позднего девона закладывается новая система рифтов и прогибов, но согласно с предшествующей, которая переходит в поздний палеозой и ранний триас.

Покровные структуры для рифтов очень характерны и известны во всех их зонах; это система поздних покровов.

Сложная складчатость, надвиги и покровы в системе палеозойских геосинклиналей включают в состав образующихся форм покровные образования догеосинклинального комплекса, который по особенностям своего строения вообще тесно связан с структурой палеозоя. Приведенный выше разрез через горы Агырек (см. рис. 2) представляет пример позднего покрова, связанного, по-видимому, со структурой ордовикского рифта. Эти покровы отличаются, кроме состава, согласным простиранием с зоной рифта, в то время как структуры покровов кембрия имеют выдержанную западную вергентность.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Формирование континентальной коры представляет собой длительный и многоактивный процесс. В пределах Казахстана объединены участки коры разного происхождения: Русской плиты, миогеосинклинальных и эвгеосинклинальных зон, развивавшихся на восточном крае протерозойского Казахстанско-Восточноевропейского массива, таких же зон Сибирского массива и неширокой полосы, сформированной, по-видимому, непосредственно на коре океанического типа (Зайсанская зона). Судя по отсутствию развитого гранодиоритового комплекса, процесс формирования континентальной коры в Зайсанской зоне не закончен. Наиболее сложна структура верхней части коры эвгеосинклинальных областей. В то же время она изобилует разнообразными рудными месторождениями, что представляет прямое следствие ее контрастной слоистой структуры, на которую накладываются системы глубинных и внут-

риковых магмо- и рудоподводящих разломов в связи с образованием и развитием геосинклиналей (Пейве, 1960).

В Восточном Казахстане и Урале гранодиоритовые интрузии и рудные месторождения или их источники преимущественно сосредоточиваются в межформационных полостях и особенно между фундаментом и покровом офиолитов, в связи с чем значение последних в образовании эпигенетического оруденения очень велико; частью они представляют прямой источник оруденения медью, никелем, кобальтом и золотом, которые извлекаются под воздействием горячих растворов и отлагаются выше по структуре (например, в Саякском месторождении в Северном Прибалхашье).

2. В образовании континентальной коры эвгеосинклиналей ясно различается два крупных периода развития.

1) Океанический, в виде противостояния протерозойской плиты и океана; период разделяется на два этапа: а) образование тектонического покрова офиолитов (со стороны океана, с востока) на восточном крае протерозойской плиты¹⁶ и одновременно возникновение островных дуг — ранний кембрий; б) развитие островных дуг и отложение граувакк на краю плиты в течение среднего — верхнего кембрия, затем образование тектонического покрова, сложенного преимущественно породами, принесенными с вулканических островов и шельфа.

2. Геосинклинальный период (ордовик — триас) в части развития глубинной структуры представляет непосредственное продолжение океанического периода, но офиолиты тектонического покрова раннего кембрия не имеют отношения к инициальному комплексу геосинклиналей, который образуется независимо в системе наложенных структур рифтов.

Литература

- Абдуллин А. А., Авдеев А. В., Сеитов Н. Тектоника Сакмарской и Орь-Илекской зоны Мугоджар. Алма-Ата, «Наука», 1977.
- Антоненко А. Н., Дубровин Г. К. Разрез земной коры в Северном Казахстане.— Сов. геология, 1968, № 11.
- Антоненко А. Н., Дубровин Г. К., Сергеев О. В. Особенности глубинного строения восточного обрамления Восточно-Европейской платформы по сейсмическим данным на примере южного продолжения Урала (Мугоджары).— В сб.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев, «Наукова думка», 1977.
- Бекжанов Г. Р., Любецкий В. Н., Полевая Л. Д. Особенности тектонического развития Казахстана (по геофизическим данным).— Сов. геология, 1973, № 7.
- Беспалов В. Ф. Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата, «Наука», 1971.
- Беспалов В. Ф. Тектонические покровы в Центральном Казахстане.— Докл. АН СССР, 1976, т. 207, № 3.
- Бибикова Е. В., Грачева Т. В., Краснобаев А. А. О беломорской фазе метаморфизма в Ильменогорском комплексе.— Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 5.
- Борукаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана. М., Госгеолиздат, 1955.
- Борукаев Р. А. История тектонического развития Чингизской геосинклинальной зоны.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1961, № 3.
- Вознесенский В. Д., Духовский А. А. О строении поверхности докембрийского метаморфического комплекса в северо-западной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы.— Геотектоника, 1968, № 5.

¹⁶ Интересно отметить, что область Казахстана, перекрытая тектоническим покровом офиолитов раннего кембрия, перед этим, по-видимому, подвергалась покровному оледенению (Салоп, 1977); южнее в миогэосинклинали отмечены многочисленные следы тиллитоподобных пород в позднем рифее, вслед за которыми следуют глубоководные кремнистые осадки рудного горизонта раннего кембрия (Беспалов, 1971). Последнее указывает на погружение континента, что должно было сопровождаться поднятием дна прилегающей части океана; в подобных условиях образование покрова офиолитов совершенно естественно под влиянием силы тяжести. Только гравитационное соскальзывание по горизонту расслоенных змеевиков в подводных условиях может привести к образованию столь обширного покрова офиолитов, какой намечается в настоящем случае.

- Геология СССР, т. XX. Центральный Казахстан. «Недра», 1972.
- Зайцев Ю. А., Филатова Л. И.* Этапы геологического развития Казахстана в докембрии.— Вестн. МГУ. Геология, сер. IV, 1972, № 4.
- Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М.* Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов, ст. 1. Ранне- и среднепалеозойские реконструкции.— Геотектоника, 1977, № 2.
- Ившин Н. К.* Среднекембрийские трилобиты Казахстана. I — Бошекульский фаунистический горизонт; II — Агырекский фаунистический горизонт. Изд-во АН КазССР, 1953, 1957.
- Ившин Н. К.* Верхнекембрийские трилобиты Казахстана. Селетинский горизонт куяндинского яруса Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1962.
- Ившин Н. К.* Биостратиграфия и трилобиты нижнего кембрия Центрального Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1978.
- Конева С. П., Копятевич Р. А., Байторина Т. Б.* О возрасте кремнистых толщ гор Агырек и Аркалык (Северо-восток Центрального Казахстана).— Информ. сборник, ИГН АН КазССР. Алма-Ата, «Наука», 1975.
- Леонов М. Г.* Олистостромы и их генезис.— Геотектоника, 1978, № 5.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В.* Офиолиты и земная кора.— Природа, 1974, № 2.
- Пейве А. В., Яншин А. А., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пуцаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А.* Становление континентальной земной коры Северной Евразии.— Геотектоника, 1976, № 5.
- Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л., Перфильев А. С.* Офиолиты: современное состояние и задачи исследования.— Геотектоника, 1977, № 6.
- Пучков В. Н.* Палеозойские доорогенные формации западного склона Урала.— Геотектоника, 1976, № 5.
- Салоп Л. И.* О связи оледенений и этапов быстрых изменений органического мира с космическими явлениями.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 1.
- Тектоническая карта Казахской ССР и прилегающих территорий союзных республик. Л., 1976.
- Тектоническая карта Урала масштаба 1:1 000 000, ред. А. В. Пейве, С. Н. Иванов, А. С. Перфильев, В. М. Нечеухин. Л., 1977.
- Фрид Н. М.* Вулканогенная формация ордовика юго-западного Предчингизья и условия ее формирования.— Информ. сборник ИГН АН КазССР. Алма-Ата, «Наука», 1975.
- Херасков Н. П.* Тектоника и формации. М., «Наука», 1967.
- Хрычев Б. А., Лысяков Л. М., Альтер С. М., Иванов А. Г.* Строение земной коры по профилю Темиртау — Куйбышев.— В сб.: Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968.
- Хрычев Б. А., Вакулин И. С., Толманов В. Н.* Блоковая структура земной коры по профилю Темиртау — Куйбышев.— В сб.: Глубинное сейсмическое зондирование. Материалы II Всес. совещания по изучению коры и верхней мантии Земли методами сейсмологии взрывов. Алма-Ата, «Наука», 1973.

УДК 551.242(597.7)

ВАН ДЫК ТЬОНГ

ТЕКТОНИКА СЕВЕРНОГО ВЬЕТНАМА

Рассмотрены основные черты тектоники Северного Вьетнама по новому принципу тектонического районирования — возрасту формирования гранитной коры. Обобщены литературные данные и личные исследования автора. Приложена схема тектоники Северного Вьетнама.

Структура и тектоническое развитие Северного Вьетнама с разных позиций освещались в широко известных публикациях (Довжиков, 1965; Пушаровский, 1965; Нготхьонгшан, 1965; Тектоническая карта Евразии, 1966; Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли, 1970; Кат, 1969; Пушаровский, 1972; Чи и др., 1977; Фанкытиен и др., 1977, и др.). Главный принцип геологического анализа, использованный в данных работах, — это тектоническое районирование земной коры по возрасту заключительной геосинклинальной складчатости.

Последние годы в Геологическом институте АН СССР разрабатывается новый принцип тектонического районирования в соответствии с временем формирования континентальной коры (Пейве и др., 1976).

В данной статье мы делаем первую попытку анализа тектоники и, в частности, тектонического районирования Северного Вьетнама по этому принципу.

На рассматриваемой территории можно выделить пять основных тектонических областей (рис. 1): 1) область с континентальной корой, сформировавшейся к началу рифея; 2) область с континентальной корой, сформировавшейся к началу девона; 3) область раскрытия дорифейской континентальной коры с формированием новообразованной коры в конце раннего палеозоя — среднем палеозое; 4) область раскрытия дорифейской континентальной коры с формированием новообразованной коры в раннем — среднем карбоне; 5) область раскрытия девонской континентальной коры с формированием новообразованной коры в конце триаса.

**ОБЛАСТЬ С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРОЙ, СФОРМИРОВАВШЕЙСЯ
К НАЧАЛУ РИФЕЯ (1,8—1,6 МЛРД. ЛЕТ)**

На территории Северного Вьетнама область с дорифейской континентальной корой охватывает южную часть древней Южно-Китайской платформы, которая ограничена двумя глубинными разломами Шонгхонг и Шонгтьонг. В пределах этой структурной зоны выделяются выступы, сложенные кристаллическими породами, и области, где кристаллические породы перекрыты чехлом осадочных отложений различной мощности.

Выступы кристаллических пород

Такие выступы распространены в шовной зоне Шонгхонг (рис. 2). Шовная зона Шонгхонг ограничена двумя очень крупными разломами — Шонгхонг и Шонгтьяй. Она имеет ширину 12—20 км. В ней развиты нижне-среднепротерозойские образования, представляющие собой слож-

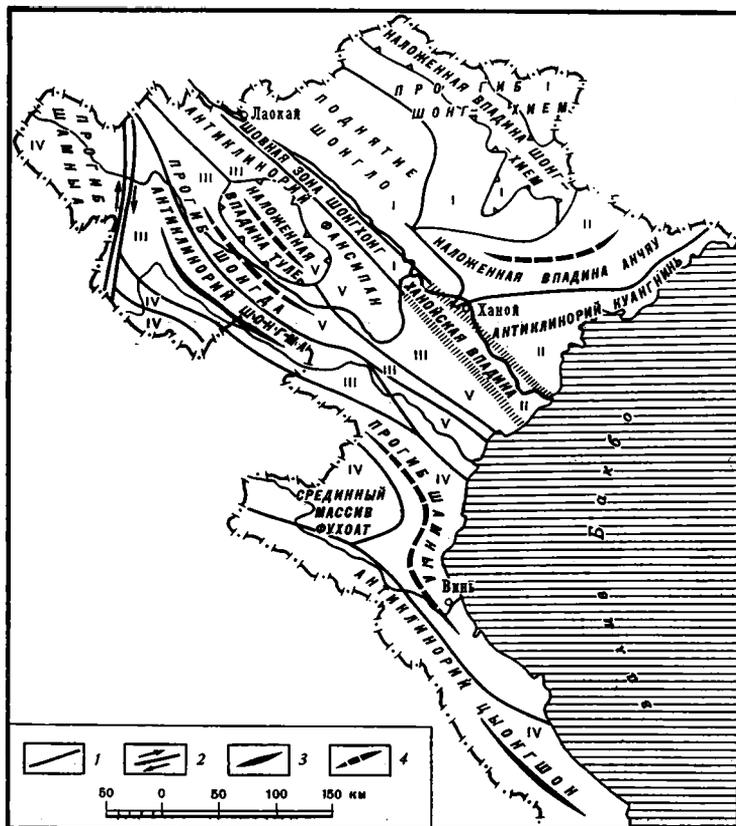


Рис. 1. Схема тектонического районирования Северного Вьетнама

Основные тектонические области Северного Вьетнама: I — область с континентальной корой, сформировавшейся к началу рифея; II — то же, к началу девона; III — область раскрытия дорифейской континентальной коры с формированием новообразованной коры в конце раннего — среднем палеозое; IV — то же, в раннем — среднем карбоне; V — область раскрытия девонской континентальной коры с формированием новообразованной коры в конце триаса. 1 — глубинные разломы, 2 — сдвиги, 3 — осевые зоны поднятий, 4 — осевые зоны прогибов

нодислоцированные кристаллические сланцы и гнейсы. Они представлены гранат-силлиманит-биотитовыми плагиогнейсами и гранат-клинопироксеновыми амфиболитами, среди которых местами заключены маломощные пласты мраморов. Все породы сильно гранитизированы и мигматизированы с возрастом метаморфизма 2100—2300 млн. лет. Мощность толщи метаморфических пород превышает 5—6 км (рис. 2, см. вкл. к стр. 5).

Петрографическое изучение метаморфических пород позволило выявить их первичный состав. Это переслаивание базальтов, туффитов основного состава с глинистыми осадками, граувакковыми песчаниками, доломитовыми известняками и мергелями. Базальтоиды относятся к океанической толентовой формации, а осадочные отложения — к граувакковой и аспидной формациям. Наряду с этими породами в шовной зоне широко распространены плагиогранит-гнейсовые и гнейсо-мигматитовые образования. Оба комплекса отражают раннюю стадию становления гранитно-метаморфического слоя.

К концу среднепротерозойского времени метаморфические породы были прорваны многочисленными небольшими интрузивными телами биотитовых и двухслюдяных калиевых гранитов.

Из приведенного описания следует, что в раннем протерозое на территории Северного Вьетнама, по-видимому, существовал протогеосинклинальный режим (окаймленное море). В конце среднего протерозоя в результате карельской складчатости, а также повторных процессов метаморфизма и гранитизации образовалась уже зрелая континентальная кора, ставшая фундаментом древней платформы.

Повсеместное отсутствие отложений низов верхнего протерозоя позволяет предполагать, что в соответствующий интервал времени в описываемой области существовал континентальный режим.

Комплексы последующих этапов развития дорифейской континентальной коры

Последующие этапы развития дорифейской континентальной коры, начиная со среднерифейского времени, отражаются следующими возрастными комплексами: средне-верхнерифейские миогеосинклинальные; нижнепалеозойские миогеосинклинальные; девонский платформенный; верхнепалеозойский платформенный и верхнепалеозойско-нижнетриасовый платформенный.

В среднем — верхнем рифее миогеосинклинальный режим фактически захватил всю территорию южной части Южно-Китайской платформы, комплексы которого наложены на сиалическое дорифейское основание. Соответствующие отложения ныне известны в пределах поднятия Шонгло и представлены в основном метаморфическими образованиями байкальской эпохи складчатости.

В составе комплексов преобладают инъекционные порфиробластовые гнейсы, двуслюдяные гранито-гнейсы, слюдяные сланцы с гранатом и кордиеритом. Насыщенность метаморфических образований гранитным материалом местами настолько велика, что возникают затруднения при проведении границы между ними. В удалении от центра массива породы переходят в слюдяные микросланцы и филлиты. Граниты с возрастом 625 млн. лет рвут гнейсы, которые, в свою очередь, содержат кристаллы апатита и циркона с Pb-изотопным возрастом 1 млрд. лет. Это и позволяет сопоставить рассматриваемые комплексы со средне-верхнерифейскими образованиями.

В миогеосинклинальных комплексах нижнего палеозоя выделены: толща Хазанг (средний кембрий), толща Тяньша (верхний кембрий), комплекс Фунгы (ордовик). Породы этих отложений представлены вулканогенно-терригенными, флишоидными, кремнисто-терригенно-карбонатными и карбонатными формациями. Мощность их 3500—4500 м. Они широко распространены в районах Халанг, Бактяй, Шонгхьем и окружают поднятие Шонгло. Восточная часть данного поднятия отличается относительно опущенным положением, в ней развиты слюдяные сланцы, кварциты, порфиновые риолиты, туфы, глинистые сланцы и известняки. Прогиб Шонгхьем характеризуется устойчивым опусканием с формированием почти полного разреза нижнепалеозойского комплекса (средний кембрий — ордовик), который представлен кварцитами, глинистыми сланцами, туфогенными песчаниками, известково-глинистыми сланцами и известняками. Мощность этих пород достигает 4500 м. Развитая между поднятием Шонгло и прогибом Шонгхьем зона Фунгы, выполненная отложениями ордовика, приурочена к дугообразным разломам, по которым активно проявлялись разновременные процессы коровой магматической деятельности (двуслюдяные граниты, габбро-диориты, диориты и габбро-диабазы). Для нижнепалеозойских миогеосинклинальных комплексов характерны достаточно крутые складки и многочисленные разломы.

В пределах дорифейской континентальной коры широко распространены темно-красные конгломераты, песчаники и известняки, черные гли-

нистые сланцы девонского платформенного комплекса. Они известны в районах Бактьяй, Халанг, Шонгхием, где несогласно залегают на нижнепалеозойских отложениях. Мощности их достигают 3500 м. Нижнедевонские образования представлены главным образом молассовидным комплексом красноцветных конгломератов и песчаников, весьма разнообразным по составу обломочного материала. Эти образования синхронны становлению континентальной коры в смежных геосинклиналях, закончившемуся к началу девона. Поэтому молассовидный комплекс можно рассматривать как результат проявления резонансно-тектонических движений в области континентальной коры.

Отложения девонских комплексов на большей части территории юга Южно-Китайской платформы согласно сменяются верхнепалеозойскими отложениями, охватывающими весь карбон и нижнюю пермь. Они представлены главным образом терригенно-карбонатной и карбонатной формациями. Их мощность достигает 1500 м. Эти формации отражают эпоху «тектонического выравнивания» как на территории Северного Вьетнама, так и в пределах Юго-Восточной Азии вообще. Можно предполагать, что в карбоне — ранней перми здесь существовал широкий шельфовый бассейн.

В конце перми и раннем триасе на всей площади южной части Южно-Китайской платформы формирование осадочных комплексов происходило в платформенных условиях. Эти комплексы на нижележащих залегают с заметным угловым несогласием и региональным перерывом, плащевидно перекрывая все более древние толщи. Образования данного интервала времени представлены в целом умеренной по мощности (до 1500 м) карбонатной или терригенно-карбонатной толщами. Местами в верхнепермско-нижнетриасовых терригенно-карбонатных отложениях отмечаются бокситы. В оленекском веке наступил перерыв. К концу раннего триаса отмечается оживление тектонических движений, главным образом по зонам разломов. В пределах глубинных разломов проявилась магматическая деятельность, приведшая к образованию различных интрузивных комплексов контрастного состава. С интрузивными комплексами в парагенетической связи находятся месторождения и рудопроявления олова, вольфрама, золота и других полезных ископаемых.

Комплексы наложенных прогибов и впадин (T_2 — K_z)

В течение мезозойско-кайнозойского этапа на территории описываемой области, в пределах систем глубинных разломов, образовались разнообразные наложенные как линейные, так и изометричные тектонические депрессии (впадины Шонгхием — T_2 , Хазанг — T_2 и Каобанг — N).

По возрасту среди мезозойско-кайнозойских отложений, выполняющих эти впадины, выделяются средне- и поздне триасовые, юрские и неогеновые. Они представлены континентальными грубообломочными, вулканогенными и угленосными толщами. Среднетриасовые отложения ангийского яруса широко распространены в наложенных впадинах Шонгхием и Хазанг, они состоят из красных конгломератов, песчаников, глинистых сланцев, порфировых риолитов и их туфов с прослоями известняков; мощность до 2000 м. Выше несогласно залегают верхнетриасовые отложения норийского и рэтского ярусов, которые представлены конгломератами, песчаниками и угленосной толщей. Мощность до 1000 м. Юрские отложения распространены весьма неравномерно и представлены песчаниками, конгломератами и также угленосными толщами; мощность 400 м. Кайнозойские комплексы развиты в неотектонической впадине Каобанг и состоят из конгломератов, песчаников, глин и угленосных толщ. Мощность их до 1000 м.

Таким образом, следует подчеркнуть, что на рассматриваемой территории в мезозое и кайнозое широко развиты молассовые образования.

Проявление гранитоидного магматизма в этой области относится к позднему триасу и юре. Граниты широко распространены в прогибе Шонгхем. Кроме того, малые интрузии позднемезозойского возраста, разные по составу, выходят в пределах зоны Фунгы и восточной периферической зоны поднятия Шонгло.

Повторные процессы магматизма в мезозое и кайнозое отражают явление последующих этапов развития дорифейской континентальной коры.

ОБЛАСТЬ С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРОЙ, СФОРМИРОВАВШЕЙСЯ К НАЧАЛУ ДЕВОНА

Эта область располагается на юго-западном продолжении катазиатских каледонид, на побережье Северо-Вьетнамского залива и соседних островах. В ее пределах находятся наложенная впадина Анчяу и Ханойская неотектоническая впадина.

В этой области по крайней мере с раннего палеозоя в глубоких прогибах дугообразной формы происходило накопление мощных флишоидных толщ. Исследования (Довжиков и др., 1965; Чи и др., 1977) показали, что в пределах западной части антиклинория Куангнинь (район антиклинали Тянмай) ордовикско-силурийский разрез представлен чередованием серицитовых сланцев, граувакковых песчаников, туфогенных песчаников, кремнистых сланцев и известняков. Мощность их до 2000 м. В восточной части антиклинория на островах Кото разрез верхнеордовикско-силурийских отложений образован чередующимися туфогенными песчаниками, туффитами, глинистыми сланцами, брекчиями и конгломератами. Мощность до 2500 м.

Приведенные разрезы показывают, что антиклинорий Куангнинь сложен в своей верхней части миогеосинклинальными комплексами.

На территории Южного Китая в пределах Катазиатской зоны в протерозое в глубоких прогибах происходило накопление эвгеосинклинальной серии отложений: спилит-кератофировой, флишевой и терригенно-карбонатной формаций (Основы тектоники Китая, 1962). Такая последовательность формаций дает возможность полагать, что Катазиатская зона развилась на коре океанического типа. Выше протерозойских пород в этой зоне с размывом и несогласием залегают синийско-силурийские образования, которые состоят из чередования темно-серых и серых граувакковых песчаников, глинисто-кремнистых и кремнистых сланцев, а также зеленокаменных пород.

Судя по этим данным, можно говорить о том, что в Южном Китае и Северном Вьетнаме синийско-силурийские комплексы — это комплексы переходной стадии развития земной коры, причем в их состав входит и распространенная местами нижняя моласса (конгломераты, брекчии, граувакковые песчаники).

В Северном Вьетнаме на дислоцированных ордовикско-силурийских отложениях с размывом и несогласием залегает континентальный нижнедевонский комплекс, который представлен красными конгломератами и песчаниками, глинистыми сланцами. Этот комплекс может быть отнесен к верхней молассе.

В Южном Китае в пределах Катазиатской зоны широко распространены гранитоидные интрузии додевонского, позднепалеозойского и мезозойского возраста. Первые две группы интрузий представлены биотитроговообманковыми разностями; интрузии мезозойского возраста включают также аляскитовые граниты. Девонско-пермские континентальные отложения вмещают гранитоидные интрузии верхнепалеозойского возраста.

После формирования континентальной коры в раннем девоне происходило формирование следующих комплексов.

1. Складчатые комплексы шельфов (D_2 — P_2). В составе этих комплексов можно выделить три части. Нижнюю часть слагают среднедевонские комплексы. Здесь преобладают желтовато-красные конгломераты, песчаники, глинисто-кремнистые сланцы с прослоями известняков и ортофиоров (мощность 500 м), которые смяты в дугообразную систему сложных складок. Выше с несогласием лежат нижнекаменноугольные — раннепермские комплексы. Они состоят из алевролитов, песчаников, глинистых сланцев, доломитов и известняков (мощность до 1000 м). Более высокие, верхнепермские комплексы палеозойского разреза представлены главным образом глинисто-кремнистыми сланцами, известняками и угленосной толщей (мощность до 250 м). Они также несогласно залегают на более древних образованиях.

2. Мезозойско-кайнозойские комплексы. Эти комплексы широко распространены в восточной части области и представлены красными и буровато-серыми песчаниками, алевролитами ладинского яруса среднего триаса. Они несогласно залегают на более ранних отложениях (мощность 500 м).

На побережье Северо-Вьетнамского залива здесь широко распространены континентальные угленосные норийско-рэтские толщи, которые образуют угольный бассейн Хонгай, представляющий собой грабен, образовавшийся в результате переработки мезозойским движением чехла девонской континентальной коры. На угленосных толщах Хонгай несогласно залегают юрские толщи Хакой, представленные в основном вулканогенно-терригенными, местами угленосными отложениями (мощность 1800 м). Выше с несогласием залегают кайнозойские континентальные комплексы мощностью до 200 м.

На северо-востоке описываемой области расположена крупная триасовая впадина Анчяу, которая с обеих сторон на значительном протяжении ограничена разломами. В нижней части разреза этой впадины обнажены вулканогенно-терригенные комплексы, которые представлены красноцветными песчаниками, алевролитами, риолитовыми порфиритами и туфами (анзийский ярус среднего триаса), глинистыми, углистыми сланцами с прослоями озерных известняков (ладинский ярус среднего триаса) и красноцветными песчаниками, алевролитами (карнийский ярус верхнего триаса); мощность нижней части достигает 3500 м. Породы средней части разреза (норийский и рэтский ярусы верхнего триаса) состоят из конгломератов, песчаников, алевролитов, углей. Они несогласно залегают на нижележащих образованиях. Мощность этой части разреза около 1500 м. В южной части впадины широко распространена юрская толща Хакой, представленная в основном вулканогенно-терригенными отложениями, несогласно залегающими на триасовых породах. Мощность до 1800 м. Выше несогласно залегают породы мелового комплекса, которые представлены красноцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами (мощность их до 700 м), они вмещают близкие по возрасту массивы гранитоидов.

В конце палеогена — начале неогена в рассматриваемом районе тектоническая подвижность вновь заметно усилилась. Это было, по-видимому, связано с развитием в приокеанической области современных островных дуг, окраинных морей и глубоководных желобов. В результате рифтогенного процесса возникла Ханойская впадина. Разрез неоген-четвертичных комплексов этой впадины представлен песчаниками, алевролитами, глинами и бурыми углями. Мощность их до 4000 м, а местами и более. Они залегают с большим угловым несогласием на всех более древних породах.

ОБЛАСТЬ РАСКРЫТИЯ ДОРИФЕЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ С ФОРМИРОВАНИЕМ НОВООБРАЗОВАННОЙ КОРЫ В КОНЦЕ РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ — СРЕДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

К описываемой области в Северном Вьетнаме принадлежит большая часть северо-западного Вьетнама, которая охватывает антиклинории Шонгма, Фансипан и прогиб Шонгда. Она ограничена двумя глубинными разломами — Шонгма и Шонгхонг.

В этой области в среднем рифее произошел распад дорифейского континента. Тектоническая деструкция здесь хорошо распознается по появлению грабеновых фаций среднего и верхнего рифея, наличию многочисленных фрагментов дорифейской континентальной коры, присутствию линейно-блоковых структур и неоднократному проявлению гранитного магматизма. На северо-востоке этой области, в районе Хоанглиеншон, в средне-позднерифейском времени происходило накопление мощных толщ, которые представлены глинисто-кремнистыми сланцами, кварцитовыми песчаниками, серицито-хлоритовыми сланцами, конгломератами, гравелитами и известняками. Мощность до 3000 м.

Выше несогласно залегают нижнепалеозойские комплексы (средний кембрий — нижний ордовик), которые представлены слабометаморфизованными базальтами, глинистыми сланцами, конгломератами, кварцитами и известняками. Мощность до 3400 м.

На южной окраине данной области в пределах глубинного разлома Шонгма произошло более глубокое раскрытие дорифейской континентальной коры. Поэтому здесь, наряду с комплексами, близкими к океаническим и переходным, были также выведены на поверхность тела ультрабазитов и габброидов, включенные в серпентинитовый меланж. Возраст ультраосновных и основных пород в настоящее время еще точно не определен.

Среди фрагментов дорифейской континентальной коры различаются достаточно крупные блоки, которые можно рассматривать как срединные массивы (блоки Хоанглиеншон, Хоабинь и др.). Одни из них сложены выходящими на поверхность дорифейскими образованиями, представленными плагиогнейсами, амфиболитами, кварцитами и мраморами. Первичный состав этих пород — базальты, граувакки, глинистые сланцы и известняки. С этим комплексом связаны магматические образования, относящиеся к плагиогранитно-гнейсовой, гнейсо-мигматитовой формациям (комплексы Баохакабинь по радиометрическим данным имеют возраст 2070—2300 млн. лет). Эти породы свидетельствуют о становлении гранитно-метаморфического слоя в дорифейское время.

Другие фрагменты дорифейской коры перекрыты складчатыми рифейско-палеозойскими комплексами.

В районах антиклинория Шонгма и южной части антиклинория Фансипан на нижнепалеозойских, а также средне-верхнерифейских отложениях с размывом и несогласием залегают верхнеордовикско-силурийские, местами и нижнедевонские комплексы. Они начинаются толщей (2500 м) красных конгломератов, аркозовых песчаников, глинистых сланцев, известняков, перекрытой основными вулканитами (субщелочные базальты). Этот комплекс знаменует континентальную стадию развития; в его состав входит и верхняя моласса.

Верхнеордовикско-нижнедевонские отложения и вулканиты вмещают гранитные интрузии (комплекс Мьонглат, двуслюдяные граниты и лейкограниты). Все эти факты свидетельствуют о становлении континентальной коры в раннем девоне.

**ОБЛАСТЬ РАСКРЫТИЯ ДОРИФЕЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ
С ФОРМИРОВАНИЕМ НОВООБРАЗОВАННОЙ КОРЫ
В РАННЕМ — СРЕДНЕМ КАРБОНЕ**

Эта область в Северном Вьетнаме располагается южнее разлома Шонгма и простирается до Индосинийского массива (включая зону Мьонгте).

В раннем палеозое здесь произошло раздробление древней дорифейской континентальной коры, простиравшейся из Северного Лаоса и Южного Китая далеко на север и северо-восток.

Тектоническая деструкция устанавливается по появлению грабеновых фаций нижнего палеозоя, разделенных многочисленными фрагментами (выступами) дорифейской континентальной коры. По-видимому, на это же указывают линейно-блоковая структура и одновременное проявление гранитного магматизма.

На южном участке, в районе антиклинория Чыонгшон, в ранне-среднепалеозойском времени происходило мощное накопление вулканогенно-терригенных комплексов. Нижняя часть разреза ордовикско-силурийских отложений представлена полимиктовыми песчаниками, алевролитами, глинисто-кремнистыми сланцами, андезитами и прослоями конгломератов и известняков. Общая мощность отложений 3500 м. Средняя часть разреза (верхний силур) сложена песчаниками, глинистыми сланцами, известняками (мощность 3500 м). Они согласно залегают на ордовикско-нижнесилурийском комплексе. Верхняя, девонская часть разреза состоит из конгломератов, песчаников, глинистых сланцев и известняков, согласно залегающих на силурийских образованиях (мощность до 2700 м).

В других участках (в центре и на севере) вскрываются иные разрезы среднего палеозоя.

В бассейне р. Ка разрез силурийско-девонского комплекса начинается песчаниками, кремнистыми сланцами, глинистыми сланцами, кварцитами и порфиоровыми риолитами. Иногда среди них встречаются основные вулканы и их туфы. Более высокая часть разреза представлена глинистыми сланцами и песчаниками и содержит прослой известняков. Общая мощность отложений 4500 м.

По периферии массива Фухоат среднекембрийско-нижнеордовикский комплекс представлен кварцитами, глинистыми сланцами, кремнистыми сланцами и филлитами (мощность 3500 м). С размывом и несогласием на них залегают песчаники, глинистые сланцы и кислые вулканы силура — девона (мощность 2400 м).

Таким образом, ниже-среднепалеозойские образования в описываемой области представлены разными формациями терригенной, андезитобазальтовой, липаритовой, граувакковой и девонской нижнемолассовой. Это — комплекс переходной стадии.

Среди фрагментов дорифейской континентальной коры различаются достаточно крупные блоки, которые можно рассматривать как срединные массивы. Это блоки Фухоат и Намдиенбиен.

В срединном массиве Фухоат вскрыты породы среднего протерозоя, которые слагают толщу Буханг. Она выделена в горных районах Фухоат и Буханг, где образует куполовидную структуру с хорошо выраженной концентрической зональностью. Петрографический состав толщи Буханг сложный. В ядре развиты биотитовые гнейсы и послонные мигматиты с силлиманитом и гранатом; на крыльях наблюдаются двуслюдяные сланцы с кианитом, ставролитом, которые постепенно переходят в филлиты, слюдяные микросланцы с гранатом. В пределах всех зон встречаются маломощные линзы амфиболитов и пласты мраморов. Мощность этих пород до 4500 м. Другие фрагменты древней коры перекрыты складчатыми палеозойскими комплексами.

В описываемой области на силурийско-девонских комплексах несогласно залегают нижнекаменноугольные. Они начинаются континентальной толщей (1200 м) песчаников, углистых сланцев, алевролитов.

Нижнекаменноугольные континентальные отложения и вулканиты вмещают гранитные интрузии (комплексы Чыонгшонг: биотитовые диориты, биотитовые граниты и гранодиориты; радиометрический возраст 281, 297, 296 и 377 млн. лет). Они свидетельствуют об образовании зрелой континентальной коры в раннем — среднем карбоне.

После формирования новообразованной коры в раннем — среднем карбоне на всей территории области происходило опускание, сопровождавшееся трансгрессией моря и накоплением шельфовых отложений, которые представлены терригенно-карбонатной толщей среднекаменноугольно-пермского возраста, имеющей мощность 1500 м.

В Мьонгте нижнепермские отложения представлены конгломератами, песчаниками и мергелями с лавами риолитов, порфиоров, диабазовых порфиритов и их туфами. Мощность отложений варьирует от 500 до 1500 м.

На нижнепермских отложениях с угловым несогласием залегают породы карнийского яруса верхнего триаса, которые сложены черными глинистыми сланцами с прослоями песчаников и алевролитов; общая мощность 1200 м.

На юго-западе района Мьонгту с большим угловым несогласием на карнийских отложениях залегают норийско-рэтские породы. Они представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами с линзами углей. Мощность до 720 м. Эти отложения постепенно переходят в породы юрского возраста, которые состоят из красных песчаников, алевролитов и конгломератов. Мощность 1200 м. Выше с угловым несогласием залегают породы мелового возраста. Они сложены красными конгломератами и песчаниками, содержат прослойки кислых вулканитов. Мощность 400 м.

В зоне Чыонгшон отмечаются значительные изолированные выходы юрской континентальной молассы, которая представлена песчаниками, алевролитами, конгломератами, риолитами и их туфами (800 м). Выше несогласно лежат меловые отложения, которые представлены красноцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами и глинами (1000 м).

В зонах рек Ка и Ма повсеместно развиты вулканогенные и вулканогенно-терригенные отложения, заполнившие вулканогенный прогиб Шамны. Он огибает срединный массив Фухоат и далеко протягивается как в северо-западном направлении (через Лаос и далее вновь на территории Северного Вьетнама), так и в юго-восточном (вплоть до города Донгхой).

Разрез мезозойско-кайнозойского комплекса в прогибе Шамны начинается красными песчаниками, глинистыми сланцами, порфиоровыми риолитами, порфиоровыми дацитами и их туфами анизийского яруса среднего триаса (мощность до 4500 м). Выше с угловым несогласием залегают красноцветные конгломераты, песчаники, алевролиты, гравелиты, углистые сланцы и угли норийского яруса верхнего триаса — низов нижней юры. Мощность 2000 м. На последних с угловым несогласием залегают конгломераты, песчаники, алевролиты, порфиоровые риолиты, фельзиты и их туфы юрского возраста мощностью 850 м. Они в свою очередь с размывом и угловым несогласием перекрываются меловыми красноцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами мощностью 300 м. Далее следуют неогеновые комплексы, которые состоят из полимиктовых конгломератов, песчаников, глини и прослоев бурого угля, мощностью 250 м.

В прогибе Шамны, выполненном мощной серией разновозрастных (от перми до кайнозоя) вулканогенно-терригенных толщ, развиты близ-

кие по возрасту плутоны основного, кислого и щелочного состава и субвулканические тела (комплекс Фиа-Пиок — двуслюдяные граниты, граниты, гранодиориты (T_2n); комплекс Као-Банг — габбро-диабазы, перидотиты (T_2); комплекс Шонгчу — граносиениты, сиениты ($K-Pg$)). Формирование вулканоплутонических серий является проявлением процесса последующего развития палеозойской континентальной коры.

ОБЛАСТЬ РАСКРЫТИЯ ДЕВОНСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ С ФОРМИРОВАНИЕМ НОВООБРАЗОВАННОЙ КОРЫ В КОНЦЕ ТРИАСА

Данная область включает прогиб Шонгда, район антиклинория Фансипан и наложенную впадину Туле. Здесь в середине нижнего девона произошло раздробление девонской континентальной коры. Тектоническая деструкция, как и в других случаях, хорошо распознается по появлению грабеновых фаций девона — нижней перми, наличию многочисленных фрагментов девонского континента, линейно-блоковому стилю тектоники и неоднократному проявлению гранитного магматизма.

На юге и в центре прогиба Шонгда, а также в антиклинории Фансипан обособляются небольшие участки, сложенные девонско-нижнепермскими грабеновыми фациями. В антиклинали Тахоа, по данным Ф. К. Тиен (1977), девон представлен мощной толщей (4500 м) конгломератов, песчаников, кварцитов, глинисто-кремнистых и углистых сланцев, известняков с прослоями базальтов. В бассейне р. Муа на севере города Хоа-Бинь, по данным Н. С. Бао (1969), девонские отложения начинаются толщей (4300 м) кварцитов, песчаников, черных сланцев, известковисто-глинистых сланцев, известняков.

На девонских породах согласно залегают каменноугольно-нижнепермские образования, которые представлены глинистыми сланцами, известняками, алевролитами, базальтами и их туфами. Мощность толщи 1800 м.

На средне-верхнепалеозойских отложениях с размывом и несогласием залегают породы верхнепермско-нижнетриасового возраста. Они представлены толщей (1200 м) конгломератов, брекчий, песчаников, глинисто-кремнистых сланцев, известняков и их туфов. Выше следует триасовая толща (оленекский и анизийский ярусы) буровато-серых средне- и крупнозернистых полимиктовых и туфогенных песчаников, основных эффузивов, конгломератов, углистых сланцев и известняков (2700 м), которые согласно залегают на верхнепермских — нижнетриасовых отложениях.

Более высокие слои триасового разреза (ладинский — карнийский ярусы) представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, чередующимися с туфоалевролитами, основными эффузивами, глинистыми известняками. Они с угловым несогласием залегают на более древних породах. Мощность толщи 2600 м.

Верхнепермско-нижнетриасовый комплекс может быть отнесен к океанической стадии, а ниже-верхнетриасовые комплексы — к переходной стадии; в их составе обособляется и нижняя моласса.

Среди фрагментов девонской континентальной коры различаются достаточно крупные блоки, которые рассматриваются как срединные массивы (северная часть антиклинория Фансипан, южная часть того же антиклинория).

В пределах прогиба Шонгда выделяются небольшие впадины (Кимбой, Тхануен, Нгиало и др.), выполненные верхней молассой норийско-рэтского возраста. Она состоит из конгломератов, гравелитов, песчаников, красных алевролитов, углей и углистых сланцев. Эти породы перекрываются щелочными вулканитами юрского возраста.

Норийско-рэтские континентальные отложения прорваны гранитными интрузиями (комплексы Кимбой, граниты и гранодиориты), которые являются прямыми свидетелями становления позднетриасовой континентальной коры.

Весьма интересным является возникновение в центральной части области триасовой континентальной коры вулканотектонической впадины Туле, выполненной мощными вулканогенно-терригенной и вулканогенной толщами раннеюрско-поздне мелового возраста. Толщи прорваны близкими по возрасту плутонами основного, щелочного и кислого состава (комплексы Намчиен, Фушафин, Намсе, Иеншун). Впадина непосредственно наложена на триасовую континентальную кору.

Разрез впадины следующий. Нижние комплексы (юра) представлены конгломератами, туфогенными песчаниками, туфитами, углистыми сланцами, трахитами, риолитами, базальтами и их туфами (5000 м). Они с резким угловым несогласием залегают на всех более древних породах. На этих комплексах с размывом и несогласием залегают верхние комплексы (мел), представленные риолитовыми порфирами и комендитами (1700 м).

В районах Иэнчау и Мокчау развиты комплексы иного типа. Верхнемеловые отложения представлены здесь темно-красными и серыми песчаниками, конгломератами и алевролитами. Мощность до 1600 м.

Формированием вулканотектонической впадины Туле завершилось «залечивание» зон растяжения в области триасовой континентальной коры северо-западного Вьетнама. Это было время стабилизации всех структурных единиц Северного Вьетнама. Лишь в начале неогена, как уже упоминалось, тектоническая подвижность вновь заметно усилилась что выразилось в формировании неогеновых впадин, в том числе впадин Нинбинь и Хангмон. Неогеновые комплексы представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, глинами и бурыми углями (мощность до 1000 м).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В дорифейское время вся территория Северного Вьетнама, за исключением зоны Катазиатских каледонид, представляла собой область зрелой континентальной коры. Время формирования этой коры — средний протерозой. В ходе последующей тектонической истории этот континентальный массив разрушался, причем процесс этот сопровождался глубоким раскрытием коры с образованием рифтогенных геосинклиналей. Удастся диагностировать так называемые грабенные фации и формации океанической, переходной и континентальной стадией. Раскрытие происходило в среднерифейское время (центральная часть) и в раннем палеозое (юго-западная часть). Формирование континентальной коры в зонах раскрытия происходило соответственно в раннем — среднем палеозое и в раннем — среднем карбоне. Интересен факт повторного раскрытия в зоне ранне-среднепалеозойской новообразованной континентальной коры. Оно наступило в середине раннего девона. Раскрытие оказалось глубоким, и образование здесь новой континентальной коры произошло лишь в конце триаса.

Зона катазиатских каледонид представляет пример приращения древнего континента более молодой корой, возникшей в среднем палеозое в результате длительного преобразования океанической коры в континентальную (конструктивный тектогенез).

Время становления континентальной коры на территории Северного Вьетнама коррелируется с карельской, позднекаледонской, герцинской и индосинийской эпохами тектогенеза.

Мезозойско-кайнозойская эпоха отвечает новому этапу преобразования континентальной коры.

В соответствии с особенностями тектонического развития структурные области Северного Вьетнама следует разделить на две группы: блоковые, свойственные области дорифейской континентальной коры, и линейно-блоковые, характерные для фанерозойских кор.

Пользуюсь случаем принести сердечную благодарность Ю. М. Пушаровскому и М. С. Нагибиной, которые в качестве научных консультантов взяли на себя просмотр и редактирование текста статьи.

Литература

- Довжиков А. Е., Буй Фу Ми, Василевская Е. Д., Жамойда А. И., Иванов Г. В., Изох Э. П., Ле Динь Хыу, Маревичев А. М., Нгуен Ван Тиен, Нгуен Тьонг Три, Тран Дык Лыонг, Фам Ван Куанг, Фам Динь Лонг. Геология Северного Вьетнама. Объяснительная записка к Геологической карте Северного Вьетнама масштаба 1 : 500 000. Ханой, 1965.
- Марков М. С., Пушаровский Ю. М., Федоровский В. С., Тильман С. М., Шило Н. А. Тектоника Востока Азии и дальневосточных морей.— Геотектоника, 1979, № 1.
- Нгуен Динь Кат. Основные черты тектоники Северного Вьетнама.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Нгуен Суан Бао. Геология района Ваниен. К геологии. ГГУ СРВ, 1969, № 87—88 (на вьетнамском языке).
- Нго Тхыонг Шан. Некоторые вопросы тектоники Северного Вьетнама. К геологии. ГГУ СРВ, 1965, № 11 (на вьетнамском языке).
- Основы тектоники Китая. М., Изд-во иностр. лит., 1962.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пушаровский Ю. М. Основные принципы составления тектонической карты Северной Евразии.— Геотектоника, 1976, № 5.
- Пушаровский Ю. М. Впечатления о тектонике Северного Вьетнама.— Геотектоника, 1965, № 5.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Тектоническая карта Евразии, м-б 1 : 5 000 000. М., ГУГК СМ СССР, 1966.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли, м-б 1 : 10 000 000. М., ГУГК СМ СССР, 1970.
- Фан Кы Тиен, Чан Куат Хай, Ле Динь Хыу, Фан Вьет Ки, Буи Фу Ми, Нгуен Винь. Геология Северо-Западного Вьетнама. Ханой, «Наука и техника», 1977 (на вьетнамском языке).
- Чан Ван Чи, Нгуен Ван Тиен, Ле Ван Кы, Зыонг Суан Хао, Ле Хунг, Фам Дык Лыонг, Фан Ким Нган, Чан Динь Ньян, Хоанг Хыу Куи, Тонг Зуй Тхань, Фан Чыонг Ти, Чинь Тхо, Нгуен Тхом, Нгуен Суан Тунг, Нгуен Динь Уй. Геология Вьетнама (северная часть). Ханой. «Наука и техника», 1977 (на вьетнамском языке).

Институт наук о Земле,
Ханой

Статья поступила
3 июля 1979 г.

УДК 551.243(571.65)

Л. И. СЕРЕДА

**СИСТЕМЫ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ
НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СССР**

Рассматриваются основные признаки глубинных разломов, показывается неоднозначность и сложность их выявления на качественном уровне анализа комплекса геолого-геофизических данных. Делается вывод о необходимости введения количественных приемов исследований для выделения зон глубинных разломов и предлагается вариант соответствующей методики. На основе количественного анализа геолого-исторического, геофизического и геоморфологического материалов для территории Магаданской области выделены зоны глубинных разломов в изолиниях вероятности наличия их признаков. Системы выявленных глубинных разломов определяют блоково-ячейчатое строение земной коры в фанерозое. Указывается на связь мезозойско-кайнозойского оруденения с выделенными поясами глубинных разломов.

Глубинным разломам отводится значительная роль в понимании геологических процессов, происходящих в земной коре и верхней мантии, истории формирования структуры литосферы (Пейве, 1956; Суворов, 1966, 1969, 1973; Белоусов, 1962, 1975, 1977; Хаин, 1969, и др.). Их начинают рассматривать не только как объекты чисто структурного класса, но и как рудоконцентрирующие образования (Томсон, Фаворовская, 1968, 1973; Радкевич, 1974, и др.). В связи с этим большую актуальность приобретают проблемы методики выделения глубинных разломов, их картографирования, систематизации, уточнения понятийной базы.

Несмотря на обширную литературу по вопросам изучения глубинных разломов, остается определенная трудность в их выделении и понимании. Так, анализ определений термина «глубинный разлом» и относящихся к нему терминов с содержательных и формально-логических позиций (Коноваленко, 1974; Косыгин и др., 1977) выявил, что для характеристики понятия «глубинный разлом» наиболее часто (примерно в половине определений) употребляют такие признаки, как линейность, особенности внутренней структуры, большая глубина заложения, длительность и многофазность развития, разграничивающая роль глубинных разломов. Но активно «работающими» признаками являются только линейность, особенности внутреннего строения и разграничивающая роль глубинных разломов. Эти признаки наиболее общие, стабильные и читаемые во всех видах исходных данных, в то время как большая глубина заложения, длительность и многофазность развития ограничены в своем выявлении либо эрозионным срезом доступных для изучения геологических комплексов, либо малочисленностью или косвенностью сведений о них на нынешнем уровне знаний. Однако эти два признака являются основными для понимания глубинного разлома как исторически развивающейся зоны, а соответственно и представления его как линейной зоны серии признаков в литосфере, изменчивых в пространстве и времени по простиранию зоны и вкрест нее (Белоусов, 1976). Именно такая изменчивость признаков ответственна за недостаточность для выявления глубинных разломов таких факторов, как связь с определенными типами

осадочных формаций, наличие магматической деятельности, наличие метаморфических пород, морфологической выраженности и т. д., которые «работают» только в сочетании с общими признаками глубинных разломов (линейность, особенность внутреннего строения, разграничивающая роль). Изменчивость признаков глубинных разломов ответственна и за их прерывистость при выявлении по исходным данным одного вида или природы. Чтобы уменьшить такую прерывистость выявляемых признаков реально существующей зоны глубинного разлома, необходимо их взаимно дополнять по разным исходным данным, различным по возрасту (глубинный разлом — понятие историческое), по виду и по природе. И чем больше будет таких дополняющих исходных данных, тем большая вероятность и объективность будут заложены в выявленных общих признаках зон глубинных разломов.

Недостаточное использование дополняющих признаков по комплексу исходных данных порождает случаи несовпадения глубинных разломов, выделенных разными исследователями на одной и той же территории. Так, глубинные разломы, показанные на тектонических картах и схемах Северо-Востока СССР (Белый и др., 1966; Аникеев и др., 1970; Структурно-формац. карта..., 1972; Чиков, 1972, и др.), выделенные их авторами по различным критериям, зачастую не совпадают, а их сопоставимость по набору характерных признаков неясна.

Вместе с тем при использовании для выявления глубинных разломов большого количества взаимно дополняющих признаков по разноприродным исходным данным появляются трудности в пространственном ограничении зон их разброса. Когда весь набор общих разновидовых и разноприродных признаков вынесен на одну основу в виде отрезков линейментов, он образует зону с недостаточно определенными ограничениями. Соответственно сразу же возникает вопрос о степени доверия к различным признакам, вопрос об ограничении зоны вкрест ее простираения, вопрос о генерализации полученных данных и принятию проведения какой-то обобщающей их линии, которую обычно называют глубинным разломом или, в лучшем случае, осевой линией зоны глубинного разлома. Вполне очевидно, что наведение таких линий разными авторами несет в себе не только их опыт и представления о предмете, но и чисто субъективные, не поддающиеся оценке критерии.

Факт наращивания зон разломов по разноприродным признакам по простираению в особых пояснениях не нуждается, если учесть, что зона разлома разграничивает участки литосферы, разделенные поперечными разломами на блоки с различными режимами развития, которые в значительной мере определяют и особенности строения самой зоны разлома. Разброс признаков зон разлома вкрест его простираения можно объяснить следующими причинами. Несовпадение высокоградиентных зон мощностей разновозрастных отложений скорее всего свидетельствует о смещении «работающей» части зоны разлома вкрест нее в течение геологического времени. В ряде случаев, видимо, имеет место смещение чисто структурного плана в виде надвигов геологических комплексов в пределах зоны разлома. Поэтому едва ли правильно проводить линию глубинного разлома по линейментам современной поверхностной структуры, которые являются только элементами зоны разлома. Это, вероятно, относится и к линейментам, дешифрируемым на мелкомасштабных фото- и радиолокационных снимках. Признаки глубинных разломов, выявленные по физическим полям, отражают в основном структуру современного поля, которая лишь в некоторой и достаточно неопределенной мере наследует структуры более древних полей. Кроме того, физические поля интегральны, и появление на крыльях разлома со временем комплексов с различными физическими свойствами во многом влияет на нынешнее положение в пространстве тех элементов поля, которое мы принимаем за признаки глубинных разломов.

Со всеми этими сложностями мы столкнулись, когда нами была принята попытка выделения зон глубинных разломов для всей рассматриваемой территории по комплексу геолого-геофизических критериев под единым углом зрения (Серета, 1976). При анализе этих критериев в порядке придаваемой им значимости использовались геолого-исторические, гравиметрические, магнитометрические и неотектонические признаки наличия глубинных разломов.

Геолого-исторические признаки считались самыми надежными, ибо они отражены в задокументированных геологических разрезах и в подавляющем большинстве случаев имеют однозначную интерпретацию. Из этих признаков учитывались высокоградиентные зоны изменения мощности отложений, сформировавшихся в отдельные периоды геологического развития Северо-Востока СССР, границы резкого изменения формационного облика напластования. При этом были приняты допущения, что прогибы, как правило, ограничиваются крупными разломами земной коры и что в различные периоды геологической истории активными были только отдельные отрезки протяженных разломов, отсеченные от остальной их части поперечными разрывами. Известные и возможные отклонения от этих предположений вполне ясны. Геолого-исторический анализ производился для отдельных возрастных этапов: PR, O₁₋₂, O₃—S, D₁—D_{2e}, D_{2g}v—D₃, C_{1t}—v, C_{1n}—C₃, P₁, P₂, T₁—T₂, T₃, j₁, j₂, j₃, K_{1br}—h, K_{1b}—a₁, K_{1a2}—K_{2t}, K_{2sn}. Рубежи между ними определялись по региональным несогласиям между стратиграфическими комплексами (Аникеев и др., 1970). Понятно, что подобные несогласия не всегда точно совпадают по времени для различных районов Северо-Востока СССР, и эта дисперсия учитывалась при построении схем изопакит, которые составлялись для территории Магаданской области по данным среднемасштабных геологических съемок. Все отрезки вероятных разломов, выделенные по принятым возрастным интервалам, были вынесены на одну основу, где с некоторым разбросом расположились, наращивая друг друга, в протяженные зоны (рис. 1).

При анализе гравиметрических данных рассматривались зоны горизонтальных градиентов аномального поля силы тяжести в редукции Буге и границы раздела между полями различной морфологии. Аналогично анализировалось и составленная для Северо-Востока СССР схема неотектонических деформаций в изолиниях современного положения предороженного эпохового геоморфологического уровня (Костенко, 1970; Серета, 1976). На аэромагнитометрических картах кроме высокоградиентных зон и границ разноморфных полей учитывались также системы сопряженных линейных аномалий и их торцовые сочленения.

Полученные по каждому виду материалов результаты их обработки и анализа были сопоставлены между собой. При этом наблюдалось как совпадение или близкое расположение линеаментов, намеченных по разноморфным источникам, их естественное наращивание и продолжение, так иногда и частичное или полное их несоответствие. В связи с таким пространственным соотношением различных признаков глубинных разломов была произведена их комплексная качественная разбивка. В одну группу вошли линии раздела, показанные по геолого-историческим данным, совпадающие с близко располагающимися линиями раздела, выявленными по геофизическим и неотектоническим источникам. Во вторую группу вошли линии раздела, комплексированные по геофизическим и неотектоническим данным. И, наконец, в третью группу — часть весьма протяженных и относительно обособленных линий раздела, выявленных по магнитометрическим данным. Линии раздела первой и второй групп имеют преимущественно диагональную ориентировку относительно стран света, третьей — ортогональную.

В пределах зоны разброса выделенных таким образом линеаментов были «на глаз» проведены обобщающие их линии, которые в целом, ве-

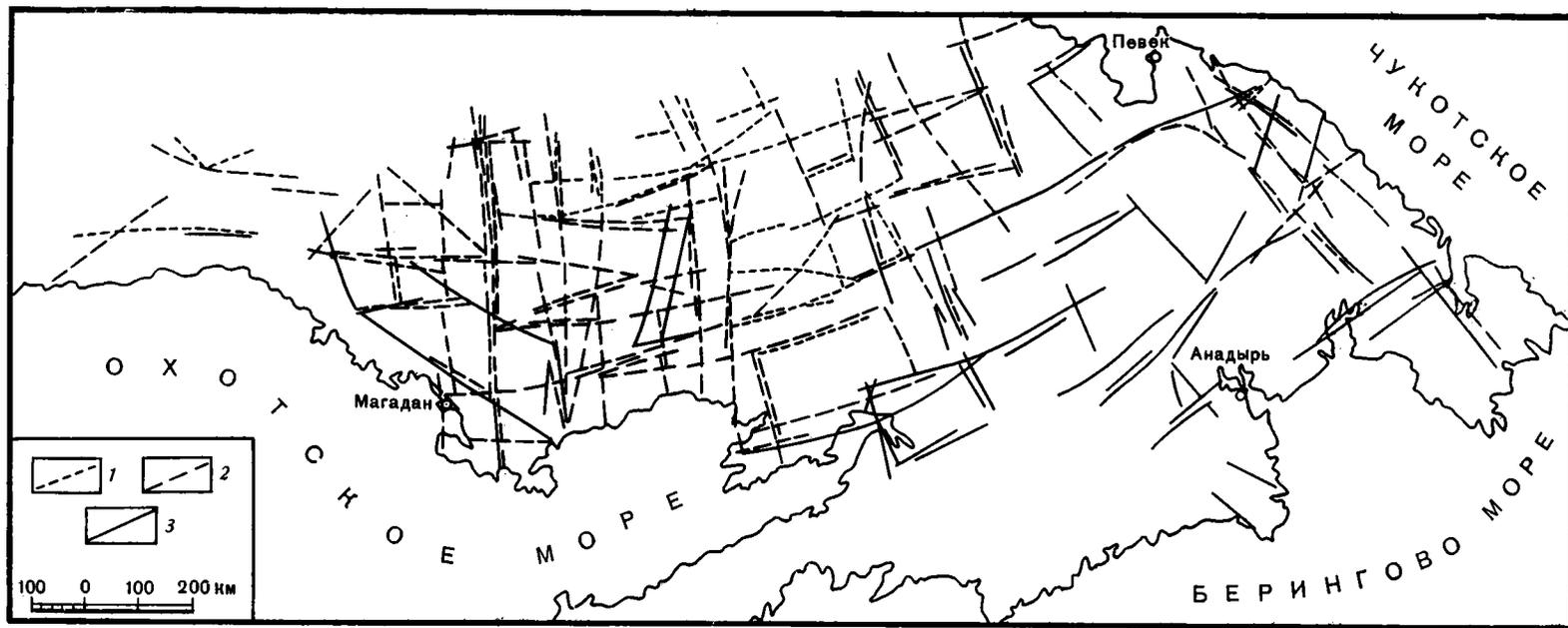


Рис. 1. Схема расположения осевых линий высокоградиентных зон мощностей стратифицированных комплексов неогена, фиксированных в разрезах на современном эрозионном срезе:

1 — до позднего палеозоя; 2 — в позднем палеозое — раннем мезозое; 3 — в позднем мезозое

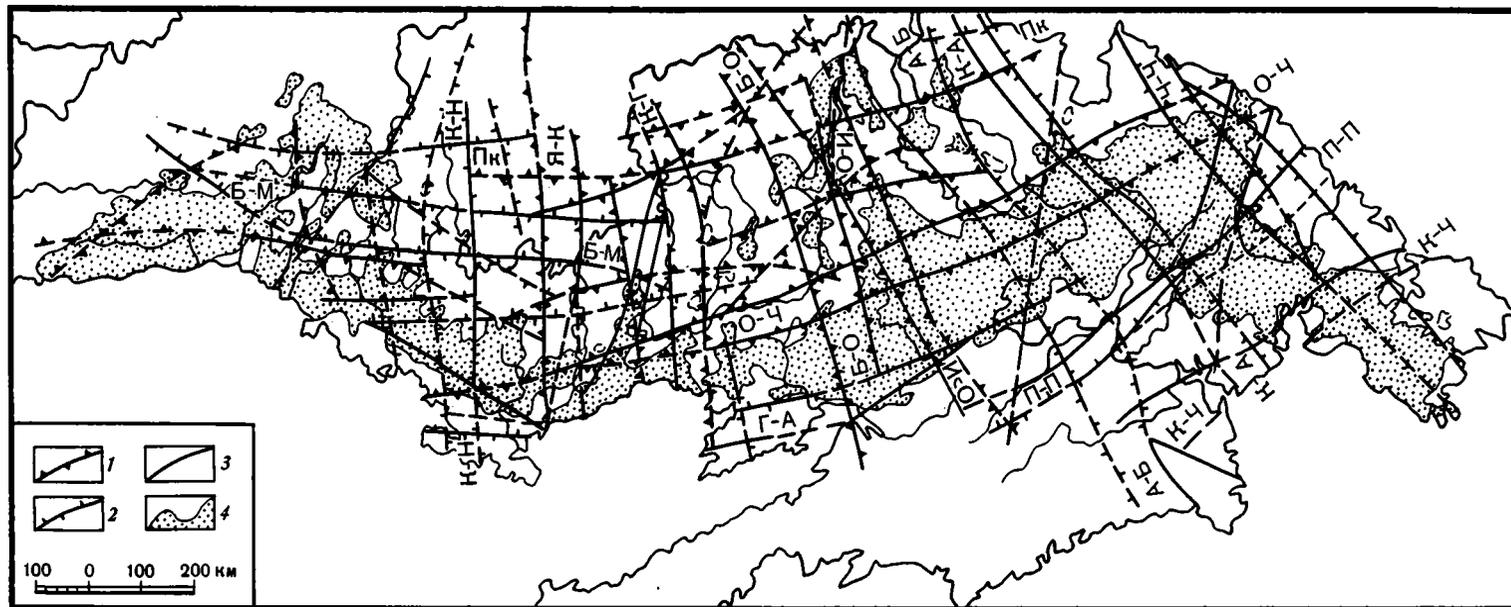


Рис. 2. Схема расположения глубинных разломов и их поясов, выделенных на качественном уровне исследований по комплексу геолого-исторических, геофизических и неотектонических критериев (диагональная система).

1 — глубинные разломы, фиксированные на одном из отрезков до позднего палеозоя; 2 — то же в позднем палеозое — раннем мезозое; 3 — то же в позднем мезозое; 4 — вулканы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Пояса глубинных разломов: ПК — Приколымский; Б-М — Балыгачан-Майский; О-Ч — Охотско-Чаунский; Г-А — Гижига-Анадырский; П-П — Пенжино-Пекульнейский; К-Ч — Корякско-Чукотский; Ч-Ч — Чаун-Чукотский; К-А — Колымо-Анадырский; А-Б — Анойско-Беринговский; О-И — Олойско-Ильпийский; Б-О — Березовско-Олюторский, Я-К — Яно-Колымский; Қ-Н — Кони-Нерский

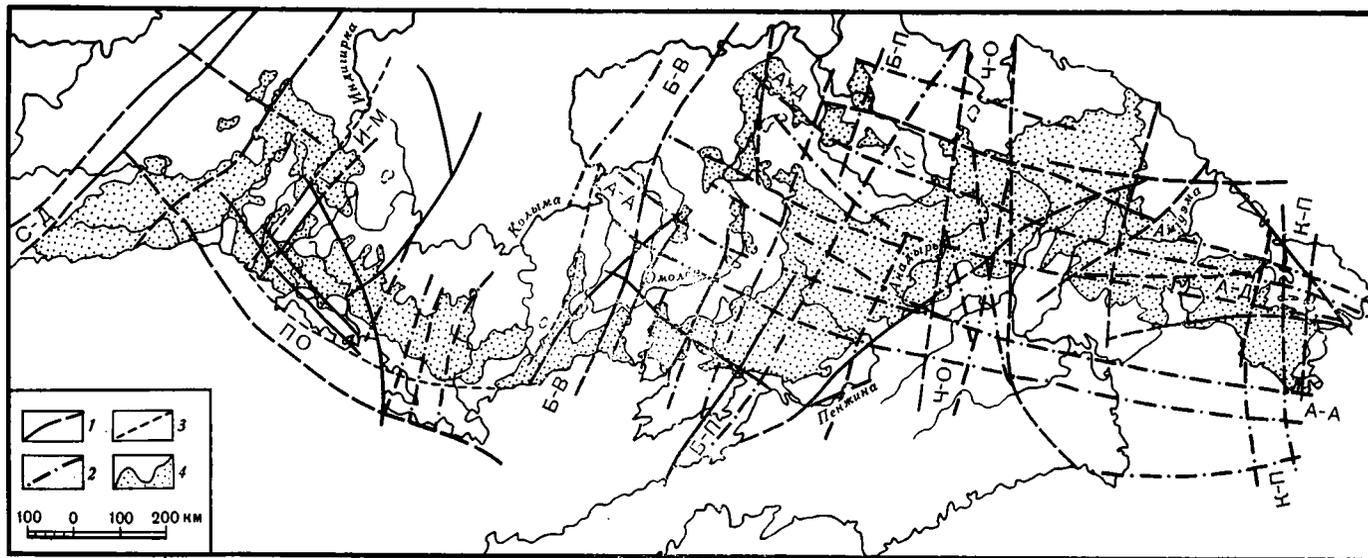


Рис. 3. Схема расположения глубинных разломов и их поясов, выделенных на качественном уровне исследований по геофизическим и неотектоническим признакам (ортогональная система).

1 — по комплексу признаков; 2 — по магнитометрическим данным; 3 — с привлечением геолого-исторических данных; 4 — вулканы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Пояса глубинных разломов: А-Д — Алазея-Дежневский; А-А — Алдан-Анадырский; ПО — Прихотский; С-Д — Сет-тэ-Дабанский; И-М — Иня-Момский; Б-В — Березово-Вилигинский; Б-П — Бараново-Пенжинский; Ч-О — Чаун-Олюторский; К-П — Колочинско-Провиденский

роятно, правильно отражают картину расположения основных направлений глубинных разломов (рис. 2, 3). Но такой способ обобщения исходных данных и их производных несомненно приводит к загроблению и генерализации конечных результатов. Более точно осевые линии зон проявления признаков глубинных разломов можно провести только посредством детерминированной количественной процедуры выражения, сопоставления и обобщения этих признаков. Необходимость разработки такой процедуры требуют и представления о рудоконцентрирующей роли глубинных разломов, которые обычно основаны на видимой «на глаз» пространственной близости рудопоявлений к условно проведенным линиям, фиксирующим глубинный разлом, а точнее, какую-то часть его зоны. Видимые таким образом соотношения оруденения с глубинными разломами не дают сведений о близости этих связей, о том, с какой частью зоны разломов существует наибольшая коррелируемость. На все эти вопросы можно было бы ответить, если бы удалось величину связей оруденения с глубинными разломами выразить количественно, сделать ее сравнимой с аналогичными величинами вне зон глубинных разломов. Но разработка более строгих принципов и критериев выделения и обобщения признаков глубинных разломов на количественной основе нуждается в ограничении и уточнении этих признаков и понятия зоны их проявления. Необходимыми и достаточными для этой цели признаками глубинных разломов, вероятно, можно считать их линейность, особенности внутреннего устройства и их разграничивающую роль. А так как глубинный разлом представляется структурой, длительно и многофазно развивающейся, то, вероятно, в плане *под зоной глубинного разлома следует понимать проекцию на земную поверхность линейного дискретного пространства, в котором имеются разноприродные и разновозрастные признаки особенностей его внутреннего строения или разграничения им разностроенных блоков литосферы, выявленные по всем доступным исходным материалам и производным от них.* В геологическом пространстве зона глубинного разлома фиксирована линейной системой сложно устроенных разновозрастных тел. Отличительная черта таких тел — изменчивость их физических (вероятно, и химических) свойств как по простиранию зоны, так и вкрест нее, что является следствием (продуктом) длительного и многофазного разрушения и повышенной проницаемости литосферы между ее развивающимися блоками. Думается, что от зон глубинных разломов следует отличать глубинные разрывы, как одноактные (кратковременные по развитию) линейные разрушения сплошности литосферы.

Особенности устройства как самой зоны глубинного разлома, так и разделяемых им блоков литосферы определяются характеристиками слагающих их геологических комплексов, их физико-химическими свойствами и особенностями современной структуры. Все эти особенности геологических комплексов, отраженные на различных картах, могут быть выражены количественно в соответствующих единицах измерения. Значит, задача количественного выражения основных признаков зон глубинных разломов (линейность, особенности внутреннего устройства и разграничивающая роль) может быть вполне решена применением определенных методических приемов. В итоге можно получить количественно выраженные вышеупомянутые признаки зон глубинных разломов, зафиксированные на современном эрозионном срезе земной коры по доступным на существующем уровне знаний и технических достижений материалам. Эти ограничивающие условия, несомненно, повлияют на распределение выделяемых признаков, которое, вероятно, будет дискретным. Определение в количественных характеристиках оруденения едва ли вызовет затруднения. Для корреляции параметров оруденения и признаков глубинных разломов вполне могут быть применены известные методики или разработаны новые.

Вышеизложенное можно конкретизировать следующим образом.

1. Для выявления зон глубинных разломов должны использоваться только наиболее общие их признаки, однозначные, необходимые и достаточные в комплексе для всех видов исходных данных или их производных. Такими признаками являются линейность, особенности внутреннего строения и разделяющая роль глубинных разломов. Все эти признаки реализуются прямо или косвенно в особенностях состава и структуры геологических образований в зонах разломов или разделяемых ими блоках литосферы.

2. Длительность и многофазность развития зон глубинных разломов определяет дискретность проявления этих признаков по простиранию и вкрест него на современном эрозионном срезе земной коры по доступным на существующем уровне знаний и технических возможностей исходным данным или их производным. Поэтому для наиболее полного выявления признаков зон глубинных разломов необходимо использовать максимальное количество различных данных, взаимно дополняющих друг друга.

3. Существующая практика выделения глубинных разломов по качественным характеристикам их признаков приводит к значительным допущениям при пространственной привязке этих признаков, несет в себе элементы субъективизма, условности и повышенной генерализации. Уменьшить эти недостатки можно путем количественного выражения признаков зон глубинных разломов и их обработки.

4. Изучаемые корреляционные зависимости оруденения и глубинных разломов, выделенных на качественной основе, весьма приблизительны и некорректны из-за ненадежности пространственной привязки признаков глубинных разломов. Более убедительными и объективными такие зависимости будут при использовании количественных характеристик этих признаков.

Основным и общим признаком зон глубинных разломов (их линейности, особенности внутреннего устройства и разграничивающей роли между блоками литосферы) в любых массивах исходных данных соответствуют линейные аномальные и высокоградиентные зоны. Были применены следующие операции по выделению этих признаков в количественном выражении: 1) перевод исходных данных в количественные показатели; 2) выделение среди массива данных линейных аномальных и высокоградиентных зон; 3) перевод показателей этих зон в одну систему единиц; 4) «сложение» показателей таких зон, выделенных по разным материалам. Количественные показатели исходных данных проставлялись в центры элементарных квадратов со стороной 15 км, на которые разбита изучаемая территория в виде ортогональной сетки.

При количественной обработке данных исходная информация должна быть однородной, непрерывной и одноуровневой. Для геолого-геофизических данных эти требования могут быть определены как одинаковая система отбора данных по всей территории, минимальное количество неохарактеризованных участков, одномасштабность исходного материала.

С учетом этих требований для выявления признаков зон глубинных разломов использовались показатели градиентов мощностей отложений по 18 возрастным диапазонам; значения поля силы тяжести в редукции Буге и аномального магнитного поля ΔT ; плотность распределения гидросети; показатели суммарных неотектонических деформаций; плотность распределения разрывов, отдешифрованных с радиолокационных снимков.

Данные распределения «плотности» гидросети рассматривались исходя из предположения, что гидросеть в большинстве случаев использует разрывные нарушения в земной коре. На топографических картах вся гидросеть была расчленена на отрезки, близкие к прямолинейным, кото-

рые рассматривались как вероятный разрыв. За показатель «плотности» гидросети принято количество разнонаправленных ее отрезков, приходящихся на один элементарный квадрат принятой ортогональной сетки. Разрывы по среднемасштабным радиолокационным снимкам отдешифрованы в основном В. Н. Дорогим на территорию Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Количество их в одном элементарном квадрате принято за показатель их плотности. За показатель суммарных неотектонических деформаций принято современное гипсометрическое положение реликтов предорогенного эпохового геоморфологического уровня.

Таким образом, для количественного анализа геологических, геофизических и геоморфологических исходных данных с целью выявления признаков вероятных зон глубинных разломов, как аномальных и высокоградиентных линейных зон, подготовлено шесть информационных массивов. Все массивы однотипны, однородны и представляют собой прямоугольную регулярную матрицу. Количество информативных ячеек в массивах может быть различно. Безынформативные ячейки при расчетах не учитывались.

Процедура количественной обработки исходных данных сводилась к выделению линейных аномальных значений исходного поля и аномалий его градиентов. Под аномалией при этом понимается определенная величина отклонения значения рассматриваемого признака от среднего. Известны многие приемы осреднения данных (определения фона), которыми пользуются при обработке геофизических и геохимических материалов. При осреднении данных, отражающих геологическое устройство на значительных территориях, необходимо учитывать его неоднородность. Этому условию вполне удовлетворяет осреднение «скользящим окном», соответствующим по размеру параметрам основных структурных подразделений. Для того чтобы при вычислении линейных аномальных зон отдельно не осреднять исходные данные и их градиенты, применялись следующие операции по сведению их на один массив. Предполагается, что аномальные значения любых данных среди их поля могут располагаться либо линейно, либо занимать некоторую площадь, либо образовывать различные сочетания этих двух крайних вариантов. При этом аномальные значения могут иметь непрерывное или прерывистое распределение. Последний случай при площадном распределении аномальных значений исходных данных имеет существенное значение для определения линейно-аномальных значений градиента как границы между разнородными блоками литосферы. Если при непрерывном распределении на площади аномальных значений исходных данных вычисленный по ним градиент имеет линейно-аномальные значения по краю этой площади, то при прерывистом значении исходных аномалий повышенные значения градиента распределяются по всей площади. Для того чтобы получить ее ограничение, необходимо вычислить значения второго градиента по данным первого. Но так как на массиве исходных данных могут встречаться все указанные варианты одновременно, то для получения линейно-аномальных зон, потенциально отражающих особенности внутреннего строения глубинных разломов (по исходным данным) или фиксирующих их граничное значение (по градиенту этих данных или градиенту их градиента), нужно с этой целью информационный массив обработать трижды, а результаты каким-то образом свести воедино. Этого можно избежать, если скалярные числовые значения матриц исходных данных, градиента и градиента градиента перемножить и по полученным результатам суммарной матрицы произвести осреднение и вычисление искомого линейных аномалий. Осреднение суммарных матриц производилось «скользящим квадратом» размером 13×13 элементарных квадратов матрицы (195×195 км на местности), близким по параметрам основным структурным подразделениям Северо-Востока СССР (Белый и др., 1966). В пределах «скользящего квадрата» определялось средне-

арифметическое значение данных (\bar{x}), которое сравнивалось с показателем (x) в центральной элементарной ячейке этого квадрата. Условно аномальными считались только значения $x > \bar{x}$. Если значение x отличается от \bar{x} менее чем на 0,5 среднеквадратического отклонения (σ), то в этой ячейке проставляется значение «аномальности» 0. При значениях x от $(\bar{x} + 0,5\sigma)$ до $(\bar{x} + \sigma)$ проставляется 1; от $(\bar{x} + \sigma)$ до $(\bar{x} + 1,5\sigma) - 2$; от $(\bar{x} + 1,5\sigma)$ до $(\bar{x} + 2\sigma) - 3$; от $(\bar{x} + 2\sigma)$ до $(\bar{x} + 2,5\sigma) - 4$; от $(\bar{x} + 2,5\sigma)$ до $(\bar{x} + 3\sigma) - 5$; более $(\bar{x} + 3\sigma) - 6$.

Таким образом, используя среднеквадратическое отклонение как величину отличия показателя в элементарной ячейке от среднеарифметического значения показателей в пределах «скользящего квадрата», мы приводим показатели «аномальности» различных массивов в одну систему единиц, что позволяет совершать операции по их сравнению и дополнению.

«Сложение» показателей линейных аномалий, полученных после описанной выше обработки информационных массивов с разноприродными исходными данными, производилось исходя из предположения, что эти аномалии, как вероятные признаки зон глубинных разломов, должны либо совпадать, либо дополнять друг друга как по простиранию зон, так и вкрест их. Поэтому «сложение» аномальных показателей матриц производилось методом дополнения, т. е. в каждой элементарной ячейке итоговой матрицы проставлялись только максимальные из всех слагаемых показатели аномальности, которые приняты за количественные показатели проявления признаков зон глубинных разломов.

Значения признаков зон глубинных разломов могут быть выражены в процентах вероятности наличия этих признаков. При нормальном законе распределения исходных данных, если считать аномальными только положительные значения $x > \bar{x}$, вероятность аномальности при отклонении x от \bar{x} на $0,5\sigma - 1\sigma$ (1) соответствует 70—84%; на $1\sigma - 1,5\sigma$ (2) — 84—93%; на $1,5\sigma - 2\sigma$ (3) — 93—98%; на $2\sigma - 2,5\sigma$ (4) — 98—99,5%; на $2,5\sigma - 3\sigma$ (5) — 99,5—99,9%; более 3σ (6) — 99,9%. В итоге зоны глубинных разломов можно изобразить в изолиниях вероятности наличия их признаков.

Все вычислительные работы производились на ЭВМ «Минск-32», а результаты вычислений, как промежуточные, так и окончательные, распечатывались в заданной форме на АЦПУ или отрисовывались на графопостроителе «Атлас» в виде заданных изолиний. Перечисленные операции были связаны общим алгоритмом. Конкретные программы к этому алгоритму составлялись и вычисления по ним контролировались старшим геофизиком партии математических методов СВТГУ С. А. Писаревым и инженером-программистом В. И. Моисеевым.

В заключение рассмотрения предложенной методики выявления зон глубинных разломов следует остановиться на ее достоинствах и некоторых недостатках.

1. Процедура количественных построений исключает субъективизм в понимании и толковании значений исходных данных, строго последовательна и повторяема любым исследователем.

2. Исследования на количественной основе дают возможность проведения вероятностных границ зон глубинных разломов, однозначное ограничение которых по конкретно картируемым признакам затруднительно.

3. Примененная методика исследований позволила широко использовать для обработки данных ЭВМ и выполнить объем исследований, выполнение которого другими способами или на качественном уровне потребует очень больших затрат труда и времени.

4. Вместе с тем жестко детерминированная процедура исследований, однозначная для всей территории, приводит на некоторых участках к слабому выражению искомых признаков. В результате образуется до-

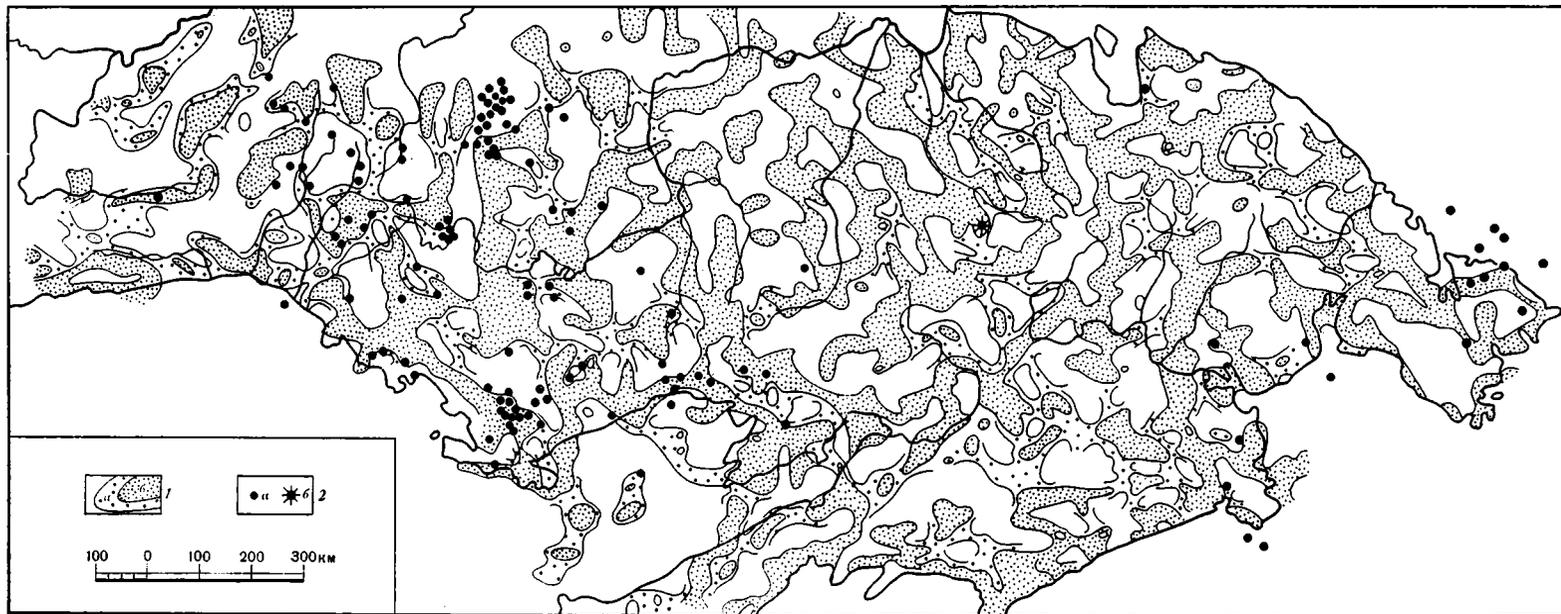


Рис. 4. Схема признаков зон глубинных разломов, выделенных на количественном уровне исследований по комплексу геологических, геофизических и геоморфологических данных.

1 — изолинии вероятностных интервалов признаков: а — 84—93%; б — более 93%; 2 — эпицентры землетрясений класса энергии >7 (а) и четвертичные вулканы (б)

полнительная к естественной прерывистость в распределении полезного признака.

Зоны глубинных разломов, выделенные по рассмотренной методике, показаны в изолиниях вероятности наличия их признаков (рис. 4). Они выглядят в виде прерывистых слабо извилистых, с неровными краями цепочек шириной в большинстве случаев в первые десятки километров. «Раздувы» контуров изолиний наблюдаются в основном на участках пересечений полученных зон. Длина большинства непрерывных отрезков зон составляет сотни километров, достигая в отдельных случаях более 1000 км. Длина малых отрезков зон составляет 50—200 км. Обычно такие фрагменты зон располагаются на простирации более протяженных отрезков. Меньшая прерывистость зон характерна для территорий, где использовано максимально возможное количество исходных материалов, а большая — где количество исходных данных ограничено (север и северо-запад региона). Отсюда можно понять, что чем больше исходных данных дополняют друг друга, тем целостнее вырисовывается картина зоны.

Полученная сеть расположения зон признаков глубинных разломов на первый взгляд кажется пестрой и непривычной для восприятия. Пестрота вызвана неровностью краев зон, наличием чередований их сужений и расширений, наличием боковых педиментов. Однако эти явления вполне понятны и естественны, если вспомнить, что зона глубинного разлома характеризуется особенностями внутреннего устройства, которые возникали в течение длительного времени и многофазно. Неровные края «бортов» зоны разлома формировались в процессе неравномерного нарушения сплошности литосферы, ее дробления и во многом определялись динамикой и режимом развития разделяемых зоной разлома блоков литосферы. Необычность восприятия облика полученных зон признаков глубинных разломов объясняется привычкой и традицией рисовать и видеть глубинные разломы в виде генерализованных линий.

Если для изучения и рассмотрения связей зон разломов с орудением удобно и необходимо изображать их в представленном виде в изолиниях, то все же для общего анализа расположения и поведения глубинных разломов относительно геологических объектов лучше и привычнее пользоваться осевыми линиями выделенных зон (рис. 5). На участках, где выявленные зоны разлома прерываются по причине «потери» слабых аномалий при осреднении «скользящим окном» заданного размера, осевые линии надстраивались по данным качественного анализа исходных материалов, в основном по повышенным градиентам мощностей разновозрастных отложений (см. рис. 1), в меньшей мере — по повышенным градиентам поля силы тяжести и неотектонических деформаций. Расстояния между осевыми линиями зон обычно 100—200 км.

Ориентировка подавляющего количества отрезков зон глубинных разломов северо-западная и северо-восточная, реже — субмеридиональная и субширотная. При этом северо-западные простирации более четко выражены в области мезозойской складчатости, а северо-восточные — кайнозойской. На некоторых участках намечается дугообразная форма зон (к северу от Гижигинской губы и к западу от Анадырского залива). Однако полной уверенности в таковой природе этих зон нет, так как не исключено, что на этих участках возможно просто сопряжение их отрезков диагонального и ортогонального простираия.

Сравнение полученных осевых линий зон глубинных разломов (см. рис. 5) с выделенными ранее на качественном уровне выявляет их близкое расположение в основном для разломов диагональной системы (см. рис. 2). Осевые линии разломов, выделенных на качественном уровне, более прямолинейны, что объясняется их значительной генерализацией. Выраженность осевых линий зон многих глубинных разломов в виде сопряженных пологих дуг представляется более естественной. Линеаменты ортогональной системы, выделенные ранее по качественному анализу

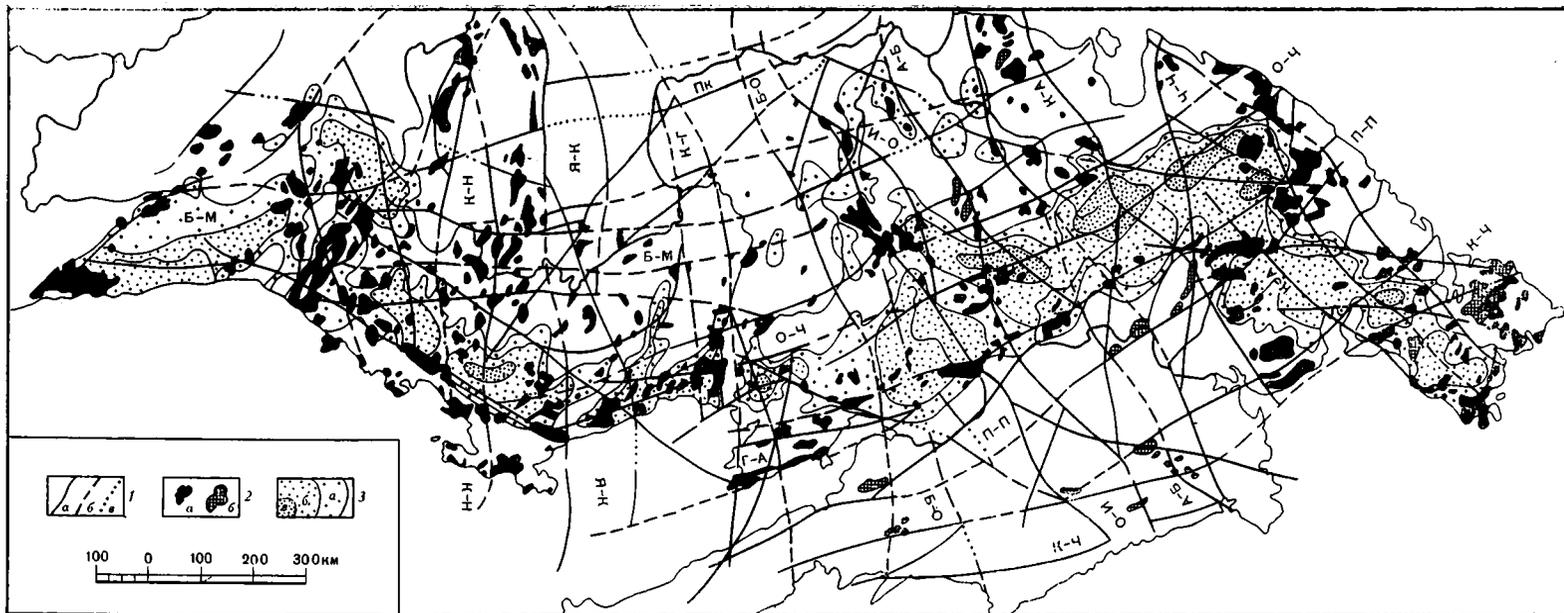


Рис. 5. Схема осевых линий зон глубинных разломов, выделенных на количественном уровне исследований
 1 — осевые линии зон глубинных разломов: а — по данным количественного анализа исходных данных, б — дополненные по данным качественного анализа исходных данных, в — предполагаемые; 2 — интрузии: а — гранитоиды, б — базиты и гипербазиты; 3 — мощности вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: а — до 1,5 км, б — до 3,5 км, в — более 3,5 км. Названия поясов глубинных разломов те же, что и на рис. 2

преимущественно магнитометрических материалов (см. рис. 3), на количественном уровне обработки данных отражения не нашли. Вместе с тем появились разломы, в основном субширотные, которые не находили отражения ранее. Выявлению этих разломов, вероятно, способствовало большее количество исходных материалов и однозначная формализованная их обработка.

Осевые линии зон глубинных разломов в большинстве случаев ограничивают области распространения крупных возрастных геологических комплексов, отражающих основные структурные подразделения региона (Белый и др., 1966). Частные несовпадения контуров полей геологических комплексов с осевыми линиями есть результат влияния различной глубины современного эрозионного среза, подвижек по разрывам низких порядков, возможных горизонтальных смещений геологических масс в верхней части литосферы.

Соотношение зон глубинных разломов и их осевых линий с интрузиями отнюдь не всегда подтверждает распространенное мнение о контроле их глубинными разломами. Наибольшую связь с зонами глубинных разломов обнаруживают базиты и гипербазиты, тела которых, особенно гипербазитов, во многих случаях располагаются в краевых частях зон разломов (Корякское нагорье). Это хорошо согласуется с представлениями о пологом залегании этих тел в зонах меланжа, но практически исключает их значительные горизонтальные перемещения за пределы зон разломов. Ряд вытянутых массивов гранитоидов достаточно отчетливо также контролируется зонами разломов (бассейн рек Кухтуй, Охота, п-ов Тайгонос, междуречье Омолон — Олой и др.), но многие из них такой зависимости не обнаруживают. Это, судя по всему, свидетельствует не только о линейной, но во многих случаях и очаговой природе проницаемости земной коры и ее гранитизации. Зачастую скопления гранитоидных тел приурочены к участкам пересечений зон глубинных разломов.

Положительная корреляция существует между глубинными разломами и эпицентрами известных землетрясений класса энергии >7 , большинство из которых располагается в пределах выделенных зон или на их простирации (см. рис. 4). В зоне глубинного разлома располагаются и Анюйские четвертичные вулканы.

Часто ставится вопрос о глубинности и возрасте глубинных разломов. Такая общая постановка вопроса неопределенна и недостаточно правомерна, так как глубинный разлом — объект исторически и длительно развивающийся. Поэтому судить о глубинности и возрасте длительного разлома можно лишь в пределах интересующего отрезка геологического времени. Но и это выяснить зачастую весьма трудно из-за отсутствия геологической информации ввиду недостаточного или чрезмерного эрозионного среза, не вскрывшего или уничтожившего нужные геологические напластования. Глубинность разлома обычно определяется по данным современного физического состояния литосферы, которое может и не соответствовать ее физическому палеосостоянию на интересующий отрезок времени.

Попытка судить о глубине проникновения выделенных глубинных разломов нами сделана по данным результатов глубинных гравиметрических исследований (Середа, 1976), проведенных с позиций представлений о блоково-слоистом строении литосферы (Вашилов, 1973). Предполагалось, что глубиной проникновения разлома условно можно считать максимальную глубину ограничения нижних кромок разделяемых им аномалий Δg . Анализируемые с этих позиций большинство глубинных разломов проникает до астеносферы (80—100 км), реже только до основания земной коры (40—60 км), еще реже — до раздела Конрада (20—30 км).

Выделенные глубинные разломы были также проанализированы на предмет последнего времени проявления их активности по геолого-исто-

рическим данным на современном эрозионном срезе. Этим временем в большинстве случаев оказались периоды орогенного развития складчатых областей, через которые проходит глубинный разлом или его часть. В области мезозой это обычно поздняя юра — ранний мел, а кайнозойской складчатости — поздний мел — палеоген. Многие отрезки разломов активны и в неотектонический период.

По геолого-историческим критериям можно судить о времени перво-го проявления активности глубинных разломов на каком-либо из их отрезков, фиксированных в геологических образованиях на современном эрозионном срезе (см. рис. 1, 2). Истинное же время заложения глубинного разлома может быть более ранним. О времени заложения линей-аментов, выделенных только по геофизическим и неотектоническим кри-териям, можно предполагать двояко: либо они кайнозойские и поэтому вещественно не отражены в геологической истории, либо они докембрий-ские и были пассивными в палеозое — мезозое.

Сближенные и различным образом сопряженные зоны глубинных разломов объединяются в пояса. И хотя на ограниченной территории рассматриваемого региона такое объединение в некоторой мере условно, но оно все-таки оправданно, так как позволяет наметить отрезки струк-тур более высокого, планетарного класса. Северо-западные и северо-восточные пояса глубинных разломов, выделенные на количественном уровне по принятой методике (см. рис. 5) и выделенные ранее на каче-ственном уровне (см. рис. 2), пространственно практически совпадают, чего нельзя сказать о поясах субширотных и субмеридиональных (см. рис. 3).

Системы поясов глубинных разломов по их значимости в истории геологического развития, протяженности, глубине проникновения и вероят-ной синхронности заложения с начальными этапами формирования зем-ной коры можно квалифицировать как отражение первичной делимости земной коры (Белоусов, 1962, 1977), как ее первичную инфраструктуру. Средние расстояния между поясами глубинных разломов в 200—300 км соответствуют расстояниям между линейаментами планетарного класса (Шульц, 1973; Чарушин, Каттерфельд, 1973). Общепланетарная направ-ленность геологической эволюции, региональная специфика тектоно-маг-матических процессов на Северо-Востоке Азии и первичная «решетка» из поясов глубинных разломов в протокоре — ведущие факторы в текто-нической истории региона в фанерозое. При этом пояса глубинных раз-ломов, как направляющие движения блоков земной коры, предначерта-ли и структурный план складчатых областей, и пути его перестройки в процессе развития. Характер напряжений в зонах глубинных разломов и проницаемость в них литосферы для подкоровой энергии во многом определяют как эволюцию глубинных разломов, так и всего рассматри-ваемого региона (Белоусов, 1976). Поэтому современная и ретроспектив-ные модели строения земной коры должны рассматриваться сквозь приз-му систем поясов глубинных разломов.

Выделенные глубинные разломы и образуемые ими пояса разделяют территорию Северо-Востока СССР на разнопорядковые блоки, которые соответствуют крупным структурно-историческим единицам, показанным на тектонических картах (Белый и др., 1966; Аникеев и др., 1970, и др.). Блоково-ячеистая природа развития рассматриваемого региона нагляд-но проявилась в геолого-историческом плане на схемах мощностей отло-жений, построенных по вышеуказанным возрастным диапазонам для выявления зон выделенных глубинных разломов. Блоково-ячеистую при-роду имеет и Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, состоящий из раз-лично надстраивающих друг друга вулканогенно-тектонических прогибов, вы-полненных вулканитами (K_1b — K_2) и залегающих на гетерогенном осно-вании (см. рис. 5). В этом проявляется наложенность структур пояса. Но, с другой стороны, отрезки поясов глубинных разломов, контролирую-

щих пояс, как пограничные структуры унаследованы, ибо уже в позднем палеозое — среднем мезозое они разделяли периаρκтические структуры мезозонд и перипацифический план основания области кайнозойской складчатости. Однако, судя по изолиниям мощностей палеозойско-мезозойских отложений, эта граница не была четкой и постоянной, а имела мозаично-блоковый характер.

Итак, глубинная пограничная структура пояса в целом унаследована, а система частных его структур — наложена. Такая структура пояса и автономность развития вулкано-тектонических прогибов дают основание понимать его как пояс тектоно-магматической активизации земной коры, независимой от типа структур основания и контролируемой поясами глубинных разломов перипацифической ориентировки.

Количественный анализ распределения плотности золотого, оловянного и ртутного оруденения относительно вероятностных диапазонов зон признаков глубинных разломов обнаруживает его тесную пространственную взаимосвязь с ними. Это дает основание считать выявленные зоны и пояса глубинных разломов рудоконцентрирующими структурами (Томсон, Фаворская, 1968).

Подытоживая результаты исследований по выделению глубинных разломов на количественной основе, можно сделать следующие выводы.

1. Примененная методика позволила выделить зоны признаков глубинных разломов в процентах вероятности их наличия. Полученные линейные зоны длиной от первых сотен до тысячи и более км и шириной в первые десятки км местами прерывисты, что зависит, в частности, от количества использованных исходных данных. В дальнейшем предложенную методику можно значительно усовершенствовать.

2. Зоны глубинных разломов в большинстве случаев ограничивают крупные структурные комплексы, с ними связано расположение эпицентров землетрясений класса энергии >7 , а также ультраосновных, основных и части линейных в плане гранитоидных интрузий.

3. Выделенные пояса глубинных разломов образуют ячеисто-блоковую инфраструктуру земной коры с различными режимами развития ее блоков.

4. Выявленные зоны глубинных разломов являются рудоконцентрирующими для основных видов полезных ископаемых.

Автор искренне благодарен члену-корреспонденту АН СССР В. В. Белоусову и доктору геолого-минералогических наук П. В. Бабкину за поддержку в работе, полезные советы и критические замечания.

Литература

- Аникеев Н. П., Васильковский А. П., Дробкин И. Е., Попов Г. Г., Титов В. А. Тектоника.— Геология СССР, т. XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое описание, кн. 2. М., «Недра», 1970.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., «Недра», 1975.
- Белоусов В. В. Развитие литосферы и разломы.— Вестн. МГУ, сер. геол., 1976, № 4.
- Белоусов В. В. Об упорядоченности в расположении зон диастрофизма на материках.— Геотектоника, 1977, № 5.
- Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР. ГУГК, М., 1966.
- Ващилов Ю. Я. Глубинные гравиметрические исследования. М., «Наука», 1973.
- Коноваленко А. А. Терминология и вопросы систематики глубинных разломов.— В сб. «Вопросы общей и теоретической тектоники». Хабаровск, ДВНЦ АН СССР, 1974.
- Костенко Н. П. Развитие рельефа горных стран. М., «Мысль», 1970.
- Косыгин Ю. А., Забродин В. Ю., Коноваленко А. А., Кулындышев В. А., Синоков В. И., Соловьев В. А. Понятие «глубинный разлом» и проблемы систематики глубинных разломов.— Геотектоника, 1977, № 3.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1.
- Радкевич Е. А. Влияние разломов на оруденение.— В сб. «Вопросы металлогении и зональность месторождений Тихоокеанского рудного пояса». Владивосток, 1974.

- Середа Л. И.* По поводу дискуссии о «ярусности» рельефа на Северо-Востоке СССР.— Геоморфология, 1976, № 1.
- Середа Л. И.* Глубинные разломы и блоковая структура Охотско-Чукотского вулкано-генного пояса и прилегающих территорий.— В кн. «Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов (тезисы всесоюзного симпозиума)». Владивосток, 1976.
- Структурно-формационная карта Тихоокеанского подвижного пояса, ред. Л. И. Красный. Всес. аэрогеол. трест МГ СССР, М., 1972.
- Суворов А. И.* Глубинные разломы.— В кн. «Общая геология, стратиграфия». Итоги науки. М., Изд-во ВИНТИ, 1966.
- Суворов А. И.* Некоторые основные вопросы учения о глубинных разломах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 9.
- Суворов А. И.* Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., «Недра», 1973.
- Томсон И. Н., Фаворская М. А.* Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения.— Сов. геология, 1968 № 10.
- Томсон И. Н., Фаворская М. А.* О типах очаговых структур и связи с ними оруденения.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. X. М., «Наука», 1973.
- Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., «Недра», 1969.
- Чарушин Г. В., Каттерфельд Г. Н.* Глубинные разломы Земли и Марса. В кн. «Планетарная трещиноватость». Изд-во ЛГУ, 1973.
- Чиков Б. М.* Зоны глубинных разломов складчатых областей северо-восточной окраины Азии.— Геол. и геофизика, 1972, № 5.
- Шульц С. С.* Планетарная трещиноватость (основные положения).— В кн. «Планетарная трещиноватость». Изд-во ЛГУ, 1973.

Северо-Восточное территориальное
геологическое управление

Статья поступила
25 июля 1977 г.



ХРОНИКА

УДК 551.242.3

**МЕЖДУНАРОДНЫЙ ОФИОЛИТОВЫЙ СИМПОЗИУМ
(V ПОЛЕВАЯ ОФИОЛИТОВАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ. НИКОЗИЯ, КИПР,
1—8 АПРЕЛЯ 1979 г.)**

По плану осуществления проекта «Офиолиты континентов и сравнимые с ними породы дна океанов» Международной программы геологической корреляции предусмотрено в течение 6 лет проведение ежегодных полевых офиолитовых конференций, во время которых члены рабочей группы проекта смогли бы не только обмениваться результатами своих научных исследований, но и знакомиться со строением наиболее характерных районов, сложенных породами офиолитовых ассоциаций. В предыдущие годы в журнале уже печатались сведения о полевых офиолитовых конференциях, которые были проведены в Иране, Канаде, США, на Урале и во время морской экспедиции в районе Филиппинского моря. Очередную такую конференцию было намечено провести на о. Кипр для знакомства с разрезами массива Троодос. Однако по своему размаху, количеству стран и числу участников она заметно отличалась от предыдущих офиолитовых конференций. Благодаря тому, что организацию конференции приняли на себя от имени правительства Кипра Геологическая служба этой страны и Международная ассоциация вулканологии и геохимии глубинных зон, она переросла в международный симпозиум, сравнимый с любым специализированным научным конгрессом. В работе симпозиума приняли участие более 300 ученых из 40 стран, представлявших все континенты, которые выступили с 75 докладами, посвященными различным аспектам геологии офиолитовых комплексов и аналогичных им пород Мирового океана. Советская делегация на симпозиуме состояла из Н. А. Богданова (ИЛСАН СССР), Н. Л. Добрецова (ИГ и Г СОАН СССР), А. Л. Книппера (ГИН АН СССР), Л. В. Дмитриева и А. Я. Шараскина (ГЕОХИ АН СССР). Она приняла участие как в заседаниях симпозиума, так и в полевых экскурсиях, состоявшихся на этом острове. Основное время симпозиума заняли научные заседания, которые были подразделены на четыре раздела: 1) офиолиты Тетиса; 2) домезозойские офиолиты; 3) общие вопросы структурного положения офиолитов; 4) металлогения офиолитов. Большинство докладов продемонстрировало возросший интерес к проблеме офиолитов, высокий научный уровень их изучения и множество новых материалов.

Общее впечатление от многих докладов — отказ от простейших схем и моделей, переход к более реальной, а потому и более сложной ситуации. Первый доклад Дж. Дьюи так и назывался: «Офиолиты как усложненная океаническая геология». Среди возможных причин сложности строения офиолитов Дж. Дьюи выделяет трансформные разломы, по которым соприкасаются различно построенные и в различной степени метаморфизованные офиолиты. В самой зоне разлома он предполагает диапаризм серпентинитов и молодые излияния базальтов. Поперечный к трансформному разлому разрез, по схеме Дж. Дьюи, очень напоминает глубинные разломы с вертикальными телами серпентинитов, как они рисовались 15—20 лет большим числом исследователей. Эти идеи Дж. Дьюи продемонстрировал на примере Ньюфаундленда. Эту же модель поддержали другие докладчики: применительно к комплексу Семайл (Оман) Дж. Смуинг; П. Фокс и др. на примере Кипра и Ньюфаундленда; некоторые кипрские геологи применительно к зоне, разделяющей массивы Троодос и Лимассол-Форест. В этих случаях в зонах, трактуемых как древний трансформный разлом, почти под прямым углом меняется простирание даек в дайковом комплексе, появляются диапировые серпентиниты и т. д.

Другие авторы видят главные осложнения в том, что офиолиты разнотипны и представляют в основном разрезы коры не океана, а окраинного моря, островной дуги, преддугового бассейна или даже внутриконтинентальных рифтов. Эта мысль была обоснована как на основании стратиграфических и геологических реконструкций (К. Ксенофонтос и Э. Мурз на примере комплекса Смартвилл, Сьерра-Невада; Дж. Хаукинс из сравнения геологии окраинных морей и офиолитов и др.), так и на основе петрохимических и геохимических сопоставлений пиллоу-лав, дайкового комплекса и габбро и особенностей их метаморфизма. Последний подход, позволявший прежде обосновать

разнотипность офиолитов, впервые был высказан А. Миясиро, Н. Л. Добрецовым, Ж. Рокси и др. На этом симпозиуме он получил широкое признание, особенно в докладах, которые касались внутриконтинентальных складчатых поясов. К заключению о правомерности сравнения офиолитов с дном окраинных морей пришли А. Браун и др. на примере Тасмании; У. Камерон, Ф. Дитрих — Альп; Ф. Бароз — Турция; Л. Беккалува и др. — массива Вуринос (Греция).

В докладе А. Сандерса и др. было показано, что и в самих океанах базальты очень различны. По соотношению Zr, Ti, Y, Sr, Ba, Th, U, REE большая часть базальтов срединно-океанических хребтов действительно обособляется, но часть базальтов (например, в районе 45° с. ш. Атлантики) приближается по своему составу к породам островных дуг и, наоборот, часть базальтов дуг (Маккуори, Скотия и др.) ближе к срединно-океаническим.

Доклады, посвященные общим петрологическим проблемам формирования офиолитовых комплексов и отдельных их членов — тектонизированных перидотитов, кумулятивных ультрабазитов и габбро, дайкового комплекса и пиллоу-лав, базировались как на региональных наблюдениях, так и на экспериментальных данных. Выступления Ф. Будье, Р. Колмена, А. Николая и Ж.-Л. А. Бушеза были посвящены структурному изучению тектонизированных гарцбургитов, являющихся «основанием» офиолитового разреза. В обобщенном разрезе этих тектонитов и на конкретном примере офиолитов Семайла (Оман) выделены три зоны. Две верхние сложены крупнозернистыми перидотитами и испытали пластические деформации в равновесии с расплавом при температуре 1000° С и величине стресса $P=200 \text{ бар}$ (в верхней зоне) и 100—400 бар (в средней зоне). В верхней зоне мощностью 1—5 км содержатся дайки габбро, полосчатых дунит-гарцбургитов, тела кумулятивных дунитов и пойкилитовых верлитов, обуславливающих сложные контакты тектонитов с породами кумулятивной серии. В средней зоне дайки габбро исчезают, слоистость обусловлена нередко чередованием гарцбургитов с ортопироксенитами, деформированные жилы ортопироксенитов секут обе части разреза. В третьей базальной зоне мощностью 0,1—2 км перидотиты мелкозернистые, нередко обнаруживают бластомилонитовую структуру. Они деформированы при $T=600\text{—}700^\circ$ вместе с подстилающими амфиболитами, причем стресс превышает 1000 бар. По аналогии с океаническими породами предполагается, что деформации в первых двух зонах происходили в зоне спрединга в процессе астеносферных течений, а в базальной зоне — во время надвигов океанической мантии и коры в желобах или иных зонах деформаций.

Большое внимание было уделено составу исходной магмы и модели образования кумулятивных ультрабазитов, габбро и ассоциирующих базальтов. Новые экспериментальные данные подтверждают ранее высказанную Д. О. Хара идею о пикритовом составе исходного расплава. По экспериментальным данным Д. Грина, А. Жако, Р. Дункана, лишь добавление 17% оливина к «примитивному» океаническому толенту (обр. DSDP 3-18-7-1) приводит к равновесию с гарцбургитом (ол+рп) при 20 кбар и 1430°. Иными словами, первичный расплав, формирующий океанические толенты и океанические офиолиты, имеет пикритовый состав ($MgO=16\%$, железистость 22%, 600 ppm Ni, 25% нормативного оливина) и образуется на глубине 60 км при степени плавления 25—30%. Но такое плавление приводит лишь к частичному истощению мантии, которая сохраняет промежуточный гарцбургит-лерцолитовый состав (1% CaO, 1,4% Al_2O_3). Появление же более истощенных гарцбургитов, обычных в основании разреза офиолитов, и наличие магнезиального оливина (железистостью до 9—10%) и анортита (An — 95%) в кумулятивных перидотитах и троктолитах требуют, по данным Р. Дункана и Д. Грина, второго плавления ранее истощенных лерцолитов на глубине 5—10 км при степени плавления 5—10%. Такое плавление производит магнезиальный кварцевый толент или бедный оливином толент, содержащий 12—13% MgO и 52—53% SiO_2 . Такие лавы могут составлять не более 10—20% океанических лав, но, как правило, перекрыты обычными океаническими толентами, образовавшимися при глубинном плавлении. Примеры таких лав и их производных (с кумулятивным оливином) присутствуют, по мнению Р. Дункана и Д. Грина, в верхних пиллоу-лавах Троодоса. М. Элтон и А. Ригли в своем сообщении подчеркнули, что исходная магма должна быть пикритовой с 18% MgO, и ее дифференциация происходит путем фракционной кристаллизации — осаждения кристаллов — в нижней части камеры, смещения остаточной магмы с вновь поступающей пикритовой в средней части и неравномерного удаления магмы из верхней части камеры в виде даек и покровов лав. Геохимия этих лав, по мнению Ж. Пирса, позволяет оценить степень плавления пиролитовой верхней мантии при образовании офиолитов и ассоциирующих базальтов. Она максимальна для офиолитов Семайла, Оман (35—38%), и нижних пиллоу-лав Троодоса, Кипр (28—30%). После них остается гарцбургитовая мантия, слагающая нижнюю часть разреза. Меньшая степень плавления, как в Альпах и Корсике (около 10%), приводит к формированию лерцолитовой мантии. Сами цифры 10 и 30% (40% при двойном плавлении) близки к приведенным выше экспериментальным оценкам, но их трактовка, как видно, иная.

Аналогичные оценки 16—18% MgO в исходной магме подтверждаются наличием пикритовых даек и лав (на примере комплексов Троодос, Баэр-Басит в Сирии и других) или в слабо дифференцированных марьянитовых и бонинитовых, обнаруженных в тесной ассоциации с офиолитами в Марианском желобе, на Бонинских островах и в Новой Гвинее. Проблема марьянитов — бонинитов и их связи с офиолитами был посвящен доклад А. Я. Шараскина и Н. Л. Добрецова. Смена пикритов марьянитом может быть

обусловлена возрастанием P_{H_2O} при глубинном плавлении ($P_{0.6m} > 10$ кбар), благодаря чему котектика оливин — пироксен смещается в сторону угла $MgSiO_4$. Из пикритовой жидкости образуются оливин-анортитовые кумуляты и толеитовые базальты, из марианитовой — ортопироксен-клинопироксенитовые и амфиболовые кумуляты и бониниты-андезиты.

Оживленную дискуссию вызвало также происхождение плагиогранитов, нередко образующих бескорневые пегматитоподобные тела, преимущественно в верхних габбро. На основании экспериментальных данных и петрохимических сопоставлений С. Диксон пришла к выводу о возможности ликвации при образовании плагиогранитов в присутствии воды, но в сильно восстановительных условиях.

Г. Тейлор и Р. Грегори, проанализировав кислородно-изотопные отношения, считают, что ассимиляция и парциальное плавление гидротермально-измененных пород кровли офиолитов является ведущим процессом в происхождении плагиогранитов. В любом случае ясно, что вода играет важную роль при образовании плагиогранитов и сменяющих их вниз по офиолитовому разрезу амфиболитовых габбро-пегматитов и еще ниже — клинопироксенитов, часто с амфиболом. Подобная смена была продемонстрирована в экскурсиях на массиве Троодос и свидетельствовала, по мнению многих участников экскурсий, о повторном плавлении еще не остывших пород при попадании в них морской воды, циркулирующей по ослабленным зонам в условиях растяжения. Подобная циркуляция и смещение нагретой морской воды с магматогенными газами играли главную роль, по мнению Я. Гасса, Дж. Смянинга и кипрских геологов, в гидротермальном изменении (пропилитизации) дайкового комплекса и нижних пиллоу-лав Троодоса и локализации в них медноколчеданного орудения.

Во многих научных сообщениях особая роль отводилась тектоническому положению офиолитов и роли соотношений внутренней структуры комплекса со вмещающими породами для познания природы офиолитов. Вслед за первым докладом Я. Гасса многие из выступавших специально рассматривали вопрос о структурной позиции массива Троодос. В настоящее время исследователи, которые работают на Кипре, разделились на две группы, придерживающиеся различных точек зрения. Первая из них, возглавляемая Я. Гассом, считает, что Троодос представляет собой крупный серпентинитовый протрузивный купол, который прорывает перекрывающие его породы верхнего мела и имеет относительно правильную концентрическую форму. Вторые (Г. Лапьер, В. Бортолотти и др.), основываясь на детальном картировании, полагают, что массив образует серия тектонических пластин. В этот сложный пакет чешуй входят все дотретичные породы юга острова от комплекса Маммония до покрова Лимассол-Форест, причем в пределах Кипра встречаются офиолиты двух разных возрастов — среднеюрские на юге и верхнемеловые — в его центральной части. С нижними покровами ассоциируются метаморфические породы, главным образом амфиболиты.

Надо отметить, что метаморфическим породам амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, связанных с офиолитовыми комплексами, было посвящено несколько докладов. Они установлены на Крите и других островах Эгейского моря (Р. Алтер и др.), в Югославии, к востоку от Пелагонийского массива (В. Майер, С. Карамата), в Кашмирских Гималаях (А. Теуари) и других регионах. Почти всюду сделаны радиометрические датировки этих пород, которые показывают, что возраст метаморфизма амфиболитов практически совпадает с возрастом дайковых серий и толеитовых базальтов, т. е. перемещение офиолитов происходило сразу же вслед за образованием верхних членов комплекса. Часто метаморфические породы — гранатовые амфиболиты и глаукофановые сланцы — встречаются в поясах серпентинитового меланжа. Последние траассируют линии сочленения различных плит.

На симпозиуме серия докладов была посвящена анализу тектонического положения офиолитов Тетиса от Западного Средиземноморья через Анатолию, Кавказ (которому было посвящено сообщение А. Л. Книппера), Иран, Пакистан, Гималаи, Тибет и Бирму. Практически шов сочленения платформы Гондваны и Северной Евразии повсеместно фиксируется зоной серпентинитового меланжа, при этом он омолаживается по направлению на восток от среднеюрского возраста в Европе до среднемелового в Бирме и на Андаманских островах. Механизм перемещения крупных офиолитовых пластин разбирался рядом ученых на основании данных по геологии дна Мирового океана, причем по этому вопросу были высказаны наиболее разноречивые суждения. Одни считают, что ведущую роль в образовании офиолитов играют трансформные разломы (П. Фокс и др.), вторые отводят ведущую роль в формировании крупных офиолитовых пластин разнокоростным импульсным растяжениям вблизи зон спрединга (Н. А. Богданов), а третьи продолжают придерживаться идеи обдукции океанической коры на континентальные окраины над зонами субдукции, подобно традиционной схеме плейтектонической концепции (У. Геали и др.). Без сомнения, появление все более и более детальных сведений по геологическому строению офиолитовых пластин и их соотношениям с окружающими образованиями приводит к усложнению первоначальной модели тектоники океанского дна и окраинных морей.

В докладах, посвященных металлогении офиолитов, основное внимание было сосредоточено на двух главных аспектах: на проблеме хромитов и вопросах генезиса колчеданных медно-цинковых руд. На симпозиуме впервые обосновано и четко прозвучала идея существования двух генетических типов хромитовых месторождений. Ранее, как известно, все хромитоносные тела в офиолитовых массивах рассматривались как

подформные куммуляты высокомагнезиальных магм основного состава, даже в тех случаях, когда они наблюдались явно вне связи с породами расслоенного комплекса среди тектонизированных гарцбургитов основания офиолитовых разрезов. Для объяснения таких ситуаций были предложены гипотезы погружения хромитовых тел в пластичную и менее плотную массу перидотитов либо под воздействием гравитационных сил, либо в результате тектонических явлений. Как показал всесторонний анализ данных по хромитовым месторождениям Орегона, Вуриноса и Троодоса (Т. Тайер и др.), оба эти механизма не согласуются ни с геологическими фактами, ни с геохимическими особенностями самих хромитов из разных стратиграфических горизонтов. Залежи высокомагнезиальных хромитов, которые по многим признакам формировались не из основной магмы, а в процессе дифференциации вещества мантии, установлены также в офиолитах Турции (А. Танкут), Новой Каледонии (М. Леблан, С. Дюпи) и, видимо, характерны для большинства офиолитовых массивов разного возраста (С. Нейри). Большой интерес представляют и новые данные о том, что в ряде случаев месторождения хромита могут служить экономически выгодным потенциальным источником сырья для добычи платиноидов (Г. Константиноу и др.).

В серии докладов по проблеме колчеданных месторождений были рассмотрены особенности минерального состава руд, их геохимия и основные факторы, контролирующие образование рудных залежей. Особенно интересные выводы получены в отношении условий формирования месторождений. Прежде всего повсеместно установлена четкая приуроченность колчеданных руд к толщам вулканитов, располагающихся в верхних частях разреза офиолитов. В пределах самой вулканогенной части массивные и штокерковые рудные тела могут залегать на нескольких различных уровнях, но всегда бывают приурочены к зонам разломов и дробления, замещающая поли- или мономиктовые офиолитовые брекчии (А. Феррарио, К. Лука и др.). В более массивных породах образуются лишь вкрапленные руды. Помимо связи с элементами тектоники в некоторых случаях была обнаружена пространственная сопряженность рудных зон с центрами вулканических построек (Т. Алабастер и др.) и их эксгальационный характер в зонах контакта вулканитов с осадочными породами (Г. Грамелтвелд, Ф. Вокс).

По мнению большинства докладчиков, выступавших по данной проблеме, главная роль в образовании рудоносных растворов принадлежит процессам циркуляции морской воды, проникшей по ослабленным зонам в глубь разреза и выщелачившей рудные элементы из боковых пород. В связи с этим участники симпозиума с большим интересом выслушали сообщения о составе современных термальных вод на дне океана и открытии сульфидных залежей, находящихся на глубине 2620 м в одном из районов Восточно-Тихоокеанского поднятия (Ж. Франшето и др.). В прямой связи с этой частью симпозиума были геологические экскурсии по колчеданным рудам массива Троодос и специальная поездка членов международной рабочей группы проекта «Офиолиты» по Вардарской зоне Югославии, которая состоялась сразу же после окончания совещания на Кипре. Она была проведена по программе составления металлогенических карт офиолитов.

Таким образом, Международный офиолитовый симпозиум на Кипре наглядно продемонстрировал большой интерес международной геологической общественности к проблеме офиолитов. Для подавляющего большинства собравшихся не вызвала сомнения правильность сопоставления офиолитовой ассоциации с океанической корой геологического прошлого. Симпозиум показал, что в последние годы во всех странах, где распространены породы этой ассоциации, проводится интенсивное геологическое и геохимическое изучение этих образований и полезных ископаемых, связанных с ними.

Вся работа офиолитового симпозиума протекала в дружеской и деловой обстановке, чему в немалой степени способствовала его четкая организация. Огромная работа, проделанная оргкомитетом во главе с кипрскими геологами Т. Пантазисом, А. Панаиоти и Г. Константиноу, позволила геологам из многих стран максимально продуктивно провести время в стране, что особо было подчеркнуто в заключительной резолюции симпозиума.

Н. А. Богданов, Н. Л. Добрецов, А. Л. Книппер, А. Я. Шараськин, Л. В. Дмитриев

Редакционная коллегия

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

Адрес редакции

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

Телефон 233-00-47, доб. 3-77

Зав. редакцией Б. Д. Гриль

Технический редактор Е. А. Проценко

Сдано в набор 07.01.80 Подписано к печати 25.02.80 Т-03948 Формат бумаги 70×108¹/₁₆
Высокая печать Усл. печ. л. 11,2 Уч.-изд. л. 13,0 Бум. л. 4,0 Тираж 1960 экз. Зак. 4853

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

В-485

ВОЛГИНА 13-72

КУРЧАВОВУ А М

70228

Цена 1 р. 20 к.

Индекс 70228

3

Геотектоника, 1980, № 2



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»