

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

1

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1987

## СОДЕРЖАНИЕ

Кропоткин П. Н., Ефремов В. Н., Макеев В. М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика . . . . .	3
Трифонов В. Г. Неотектоника и современные тектонические концепции . . . . .	25
Бочарова Н. Ю. О закономерностях конфигурации границ раздвижения океанических плит литосферы . . . . .	39
Кележинская К. Б. Структурно-метаморфическая эволюция земной коры Монголии в докембрии — кембрии . . . . .	49
Морозов К. А. О роли разрывных нарушений в структуре метаморфических толщ (на примере Западного Прибайкалья) . . . . .	60
Жуланова И. Л. Роль дорифейских гнейсовых куполов в тектоническом развитии мезозойд Северо-Востока СССР . . . . .	78
Уфимцев Г. Ф. О структуре Байкальской рифтовой зоны . . . . .	93

## Краткие сообщения

Гарбар Д. И. Две концепции ротационного происхождения регматической сети . . . . .	107
Академик Юрий Михайлович Пушаровский (к семидесятилетию со дня рождения) . . . . .	109

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

JANUARY — FEBRUARY

MOSCOW

№ 1, 1987

CONTENTS

<b>Kropotkin P. N., Yefremov V. N., Makeyev V. M.</b> Stress state of the Earth's crust and geodynamics . . . . .	3
<b>Trifonov V. G.</b> Neotectonics and current tectonic conceptions . . . . .	25
<b>Bocharova N. Yu.</b> Configurations of the boundaries of lithosphere oceanic plates spreading . . . . .	39
<b>Kepezhinskas K. B.</b> Earth's crust structural-metamorphic evolution in Mongolia in the Precambrian-Cambrian . . . . .	49
<b>Morozov K. A.</b> On the role of faults in the structure of metamorphic sequences (exemplified by the West Baikal area) . . . . .	60
<b>Zhulanova I. L.</b> The role of Pre-Riphean gneissic domes in the tectonic development of mesozoides of the USSR North-East . . . . .	78
<b>Ufimtsev G. F.</b> On the structure of the Baikal rift zone . . . . .	93
<b>Brief communications</b>	
<b>Garbar D. I.</b> Two conceptions about the rotational origin of the regmatic system	107
Academician Yuriy Mikhailovich Pushcharovsky (on his 70-th birthday)	109

УДК 551.11 + 555.24

КРОПОТКИН П. Н., ЕФРЕМОВ В. Н., МАКЕЕВ В. М.

**НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГЕОДИНАМИКА**

Показано, что до глубины 200—1000 км в мантии прослеживаются неоднородности, связанные с главными типами структур земной коры — поясами кайнозойской складчатости, срединно-океаническими хребтами и докембрийскими платформами (кратонами). Распределение давлений в мантии на глубинах до 200 км не соответствует моделям тепловой конвекции. Обобщены мировые геофизические данные и результаты непосредственных измерений напряженного состояния, которые показывают, что на 95% площади Земли в коре доминируют горизонтальные сжимающие напряжения. Предлагается новая геодинамическая модель — синтез пульсационной геотектонической гипотезы и принципов мобилизма. Наблюдаемое интенсивное тангенциальное сжатие рассматривается как результат происходящего сокращения радиуса Земли.

**ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И НЕОДНОРОДНОСТЬ МАНТИИ**

Новейшие достижения сейсмологии (сейсмическая томография, изучение глубоких землетрясений) и гравиметрии, использующей характеристики поля тяжести, вычисленные по неравномерности движения искусственных спутников (геоид, аномалии в свободном воздухе), позволяют судить о том, до какой глубины прослеживаются в мантии неоднородности, связанные с крупными структурными элементами земной коры. Оказалось, что до глубины 200—1000 км прослеживаются неоднородности, связанные с тремя типами таких структур — поясами кайнозойской складчатости, срединно-океаническими хребтами и кратонами (докембрийскими платформами).

**Кайнозойские складчатые пояса** формируются вблизи зон субдукции океанической коры или пододвигания материковых платформ под складчатые сооружения. В обоих случаях тектонические процессы сопровождаются глубиной сейсмичностью. На эту связь между поверхностными и глубинными геодинамическими явлениями обращали внимание Н. С. Шатский и А. Н. Заварицкий еще в 1946 г. Сейсмофокальные зоны Беньофа — Заварицкого уходят в мантию наклонно (под углом от 20 до 70°) до глубины 200—600 км не только вблизи Анд и островных дуг Тихоокеанского пояса, но также в Средиземноморье в районе Критской дуги с очагами землетрясений в Эгейском море, около дуги Апеннин и о-ва Сицилия с очагами землетрясений до глубины 400 км в Тирренском море и близ Бетской кордильеры на юге Пиренейского полуострова, к югу от которой известны очаги землетрясений на глубине 600 км. Сейчас выясняется, что некоторые из сейсмофокальных зон Тихоокеанского кольца прослеживаются на глубину до 900—1000 км [53]. До глубины 70 км сейсмофокальные зоны характеризуются такими смещениями в очаге, которые указывают на интенсивное горизонтальное сжатие, ориентированное вкрест их простираения [7].

Молодые складчатые пояса и примыкающие к ним желоба, предгорные прогибы и глубокие окраинные моря характеризуются в гравитационном поле Земли особенностями, которые указывают на аномальное распределение масс до глубины 40—100 км. Это, во-первых, узкие сопряженные зоны резких положительных и отрицательных аномалий силы тяжести (в свободном воздухе и в изостатической редукции) [4, 12]. Они явно связаны с тектоническими смещениями по поверхностям глубинных надвигов или поддвигов, например по поверхностям субдукции, и указывают на сильнейшее горизонтальное сжатие в земной коре. Во-вторых, по особенностям движения спутников (на высоте око-

ло 200 км) выясняется, что с кайнозойскими складчатыми поясами и прилегающими к ним впадинами связаны гравитационные аномалии (в свободном воздухе,  $\Delta g_F$ ) более общего характера. В них уже скомпенсированы противоположные по знаку эффекты тектонического перемещения коровых масс, которые проявляются в вышеуказанных контрастных положительных и отрицательных аномалиях у поверхности Земли.

Эти аномалии более общего характера выражены в виде довольно узких, положительных по знаку аномальных зон  $\Delta g_F$  и линейно вытянутых зон поднятия поверхности геоида [88]. Они показаны на мировой карте и на восьми меридиональных и широтных профилях в другой работе [18]. Оси таких аномалий протягиваются как вдоль гребня складчатых хребтов, например Анд, так и через глубокие впадины вблизи островных дуг — через Японское море, моря Банда (в Индонезии) и Скоша (между Южной Америкой и Антарктидой). Они отражают общий избыток масс в коре и верхней мантии в этих зонах.

Положительные аномалии в свободном воздухе протягиваются вокруг Тихого океана и переходят через Индонезию на Азиатский материк. Здесь они прослеживаются через Тибет и Гиндукуш в Иранское плоскогорье, южнее хребтов Эльбурс и Малый Кавказ и уходят далее в восточную часть Средиземного моря, в Альпы и в горы Атлас в Северо-Западной Африке. Величина аномалий достигает 15 мгл в Скалистых горах Северной Америки, 20—25 мгл в горах Атласа, в районе Альп, на Иранском плоскогорье, в Японии и в море Скоша, 25—35 мгл в средней части Индонезии, у побережья Аляски (на продолжении Алеутской дуги), на о-ве Новая Гвинея и у островов Фиджи и Тонга, 40 мгл и больше на о-ве Калимантан и в Андах Южной Америки.

Таким образом, в молодых складчатых поясах наблюдается избыток масс по сравнению со средним их распределением, и в частности по сравнению со срединными океаническими хребтами, которые обычно располагаются в областях отрицательных аномалий в свободном воздухе (до —20 мгл). Этому избытку масс должно соответствовать повышенное давление на уровне компенсационной изостатической поверхности, т. е. на глубине 40—100 км. Судя по величине аномалий, превышение геостатического давления в молодых складчатых поясах над давлением в зонах срединных океанических хребтов (при разности силы тяжести от 30 до 60 мгл) достигает 70—145 кгс/см<sup>2</sup> на уровнях, т. е. эквипотенциальных поверхностях гравитационного поля Земли.

Течения в верхней мантии, которые могли бы возникнуть под действием такой разности давлений на горизонтальных поверхностях, были бы ориентированы в направлении, противоположном тому, которое предполагается в моделях конвекции в теории литосферных плит [6, 32].

Второй тип структур, который в неоднородностях мантии находит отражение до глубины 150—200 км, это зоны срединных хребтов Тихого, Индийского и Атлантического океанов и зоны спрединга во впадинах Филиппинского, Тасманова, Красного морей и Аденского залива. Как на глубине 150—200 км, так и на более высоких уровнях все эти зоны почти на всем протяжении характеризуются минимальной скоростью распространения поперечных сейсмических волн. Красноморская зона более четко выражается в виде области минимальных скоростей на глубине 350 км (рис. 1, 2) [3, 96].

Неоднородности мантии на глубинах до 2891 км, т. е. до границы ядра Земли, также выявлены с помощью сейсмической томографии. Этот новый метод основан на сопоставлении и анализе данных о скорости распространения волн от множества землетрясений, проходивших по различным направлениям через каждый анализируемый «элементарный» объем в мантии Земли. Как видно на восьми профилях, из которых два воспроизведены на рис. 2, различия в скоростях особенно велики в верхнем слое мантии толщиной до 200 км. Они составляют здесь до 6% от средней скорости, характерной для данного уровня. По Д. Л. Андерсону, сопоставление кривых изменения скоростей сейсмических волн с глубиной под кратонами (Канадский щит и другие докембрий-

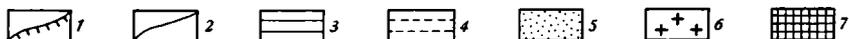
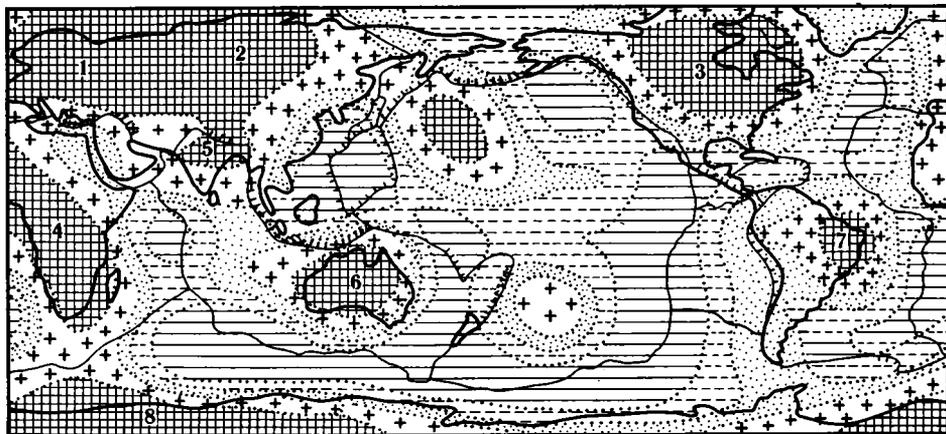


Рис. 1. Различия в скорости распространения поперечных сейсмических волн в мантии на глубине 150 км в сопоставлении с основными структурными элементами земной коры по [3]

1, 2 — границы литосферных плит: 1 — активные (штрихами отмечены зоны субдукции океанической коры и поддвижения материковых платформ под кайнозойские складчатые сооружения), 2 — пассивные (зоны спрединга, рифты, сдвиги); 3—7 — скорости сейсмических волн: 3 — низкие, 4 — пониженные, 5 — средние, 6 — повышенные, 7 — высокие. Цифры на рис. — докембрийские платформы (кратоны): 1 — Восточно-Европейская, 2 — Сибирская, 3 — Северо-Американская, 4 — Африканская, 5 — Индийская, 6 — Австралийская, 7 — Южно-Американская, 8 — Антарктическая

окие кристаллические щиты) и Восточно-Тихоокеанским поднятием показывает, что на глубине от 50 до 150 км скорость продольных  $V_p$  и поперечных  $V_s$  волн составляет: под щитами  $V_p = 8,23 - 8,33$  км/с,  $V_s = 4,78$  км/с, под срединно-океаническим поднятием  $V_p = 7,75 - 7,8$  км/с,  $V_s = 4,3$  км/с. Таким образом, разность в скоростях равняется 6,4—10,6% среднего значения  $V_p$  и  $V_s$  [48].

С возрастанием глубины вариации в скоростях сглаживаются и постепенно утрачивается соответствие контуров аномальных зон с расположением структур земной коры. На глубине 600 км различия в скоростях уже не превышают 2%, а в нижней мантии достигают минимума на глубинах 1700—2000 км и затем опять несколько возрастают у границы ядра.

Различия в скоростях сейсмических волн нередко используются для определения плотности  $\rho$  различных слоев коры и самых верхних слоев мантии с помощью эмпирической кривой Нейфа-Дрейка или формулы Ф. Бёрча:  $\rho = at + bV_p$ , где  $a$  и  $b$  — численные коэффициенты,  $t \sim 22$  — средняя масса атома вещества в соответствующем слое силикатных пород [10]. Поскольку химический состав мантии мало изменяется с глубиной, можно считать  $t$  постоянной величиной и говорить о приблизительно линейной зависимости плотности вещества от скорости волн  $V_p$  или  $V_s$ . Судя по данным о средней величине  $\rho$ ,  $V_p$  и  $V_s$  в мантии на глубинах от 11 до 670 км ниже уровня моря, приводимым В. Н. Жарковым, такая зависимость действительно имеет место. Разность в плотностях между более тяжелым материалом под щитами более легким — под Восточно-Тихоокеанским поднятием на глубинах от 50 до 150 км составляет 0,15 (по волнам  $V_p$ ) — 0,26 г/см<sup>3</sup> (по волнам  $V_s$ ).

При разности плотностей в 0,1 г/см<sup>3</sup> геостатическое давление под щитами на глубине 150 км должно быть на 1000 кгс/см<sup>2</sup> больше, чем под срединно-океаническими хребтами, если считать глубину 50 км за уровень изостатической компенсации. Судя по близким к нулю значениям изостатических аномалий, на уровне 50 км давление под щитами и срединно-океаническими поднятиями почти одинаковое (немного пониженное под океаническими срединными хребтами).

Наконец, третий тип структур, отражение которых мы находим в не-

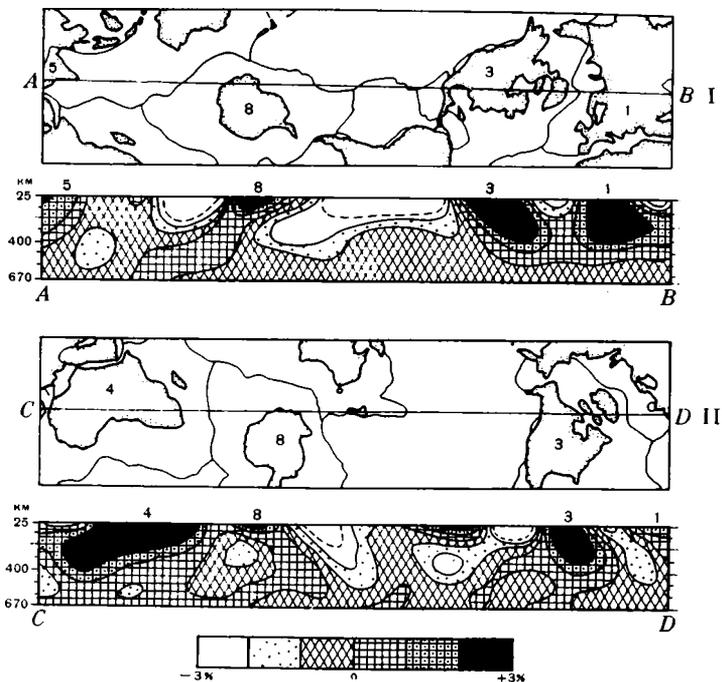


Рис. 2. Профили по двум сечениям Земли, показывающие относительное изменение скорости поперечных сейсмических волн, по [96]. Белый цвет — понижение скорости на 3% по отношению к среднему значению на соответствующем уровне глубины, черный цвет — повышение скорости на 3%

I — профиль, проходящий через 28° ю. ш., 110° з. д. по азимуту 15°; II — профиль, проходящий через 40° ю. ш., 175° в. д. по азимуту 30°. Отношение горизонтального масштаба к вертикальному 1 : 8. Цифрами указаны докембрийские платформы (кратоны) и их корни (нумерация та же, что и на рис. 1)

однородностях мантии на глубинах до 150—400 км, это докембрийские платформы (кратоны) которые образуют ядра материков. На рис. 1 показано восемь областей с максимальными скоростями распространения поперечных сейсмических волн на глубине 150 км. Одна из них приблизительно совпадает с контурами той части Евразии, в которой располагаются Восточно-Европейская и Сибирская платформы, а остальные шесть — с контурами платформ Северо-Американской, включая Гренландию, Африканской (за исключением ее северо-восточной части), Индийской, Австралийской, восточной части Южно-Американской (Бразильский щит) и Антарктической.

Наличие высокоскоростного материала в верхней мантии под кратонами и отсутствие там ясно выраженного низкоскоростного слоя (астеносферы) уже давно было установлено другими методами сейсмологических исследований в таких стабильных частях материков, как Канадский щит, Восточно-Европейская, Сибирская и Австралийская платформы [45]. Сейсмическая томография, как видно на профилях, охватывающих слои верхней мантии на глубине от 25 до 670 км (см. рис. 2), показывает, что высокоскоростной материал под крупными кратонами распространен от подошвы земной коры до глубины 400 км. Это наблюдается под Африканским, Северо-Американским и Восточно-Европейским кратонами. На одном из профилей (не приведенном на рис. 2) видно, что повышение скоростей под Африкой прослеживается даже до глубины 600 км.

Корни кратонов — это области деплетированной мантии, из которой еще в глубоком докембрии при формировании гранитного слоя была вынесена большая часть разогревавших ее радиоактивных элементов (U, Th, K). Поэтому, как уже давно было выяснено по геотермическим данным, температура на глубине 80—300 км под докембрийскими платформами на 300—800° ниже, чем под океанами и вулканическими поясами

на такой же глубине [41]. Полностью подтверждается наш вывод, сделанный тогда же на основании этих геотермических данных и сейсмологических данных С. Александера, Е. Ф. Саваренского и др. о скоростях сейсмических волн, что «каждая из докембрийских платформ, по-видимому, соединена с лежащим под нею непластичными слоями верхней мантии, т. е. как бы снабжена жесткой «подушкой» толщиной до 200 км, вместе с которой она и перемещается. Эта разница в реологических свойствах подкорковых слоев, залегающих под кратонами (древними платформами) и молодыми океанами, не намного меньше, чем между обычными горными породами и каменной солью. Наличие толстой «подушки» под материками, где могут находиться корни свойственного им магматизма, снимает важное возражение против мобилизма, указанное В. В. Белоусовым» [38, с. 53].

Действительно, например, изученные Н. В. Соболевым и А. Дэвисом последовательные инъекции магмы в ордовике, силуре и девоне по одним и тем же каналам в кимберлитовых трубках Сибири показывают, что кора в течение нескольких сот миллионов лет нисколько не сместилась в горизонтальном направлении по отношению к магматическим очагам, находившимся на глубине 100—150 км. На больших глубинах находятся также очаги ультращелочной (агпайтовой) и карбонатитовой магмы; интрузии такого состава характерны для кратонов и их окраин.

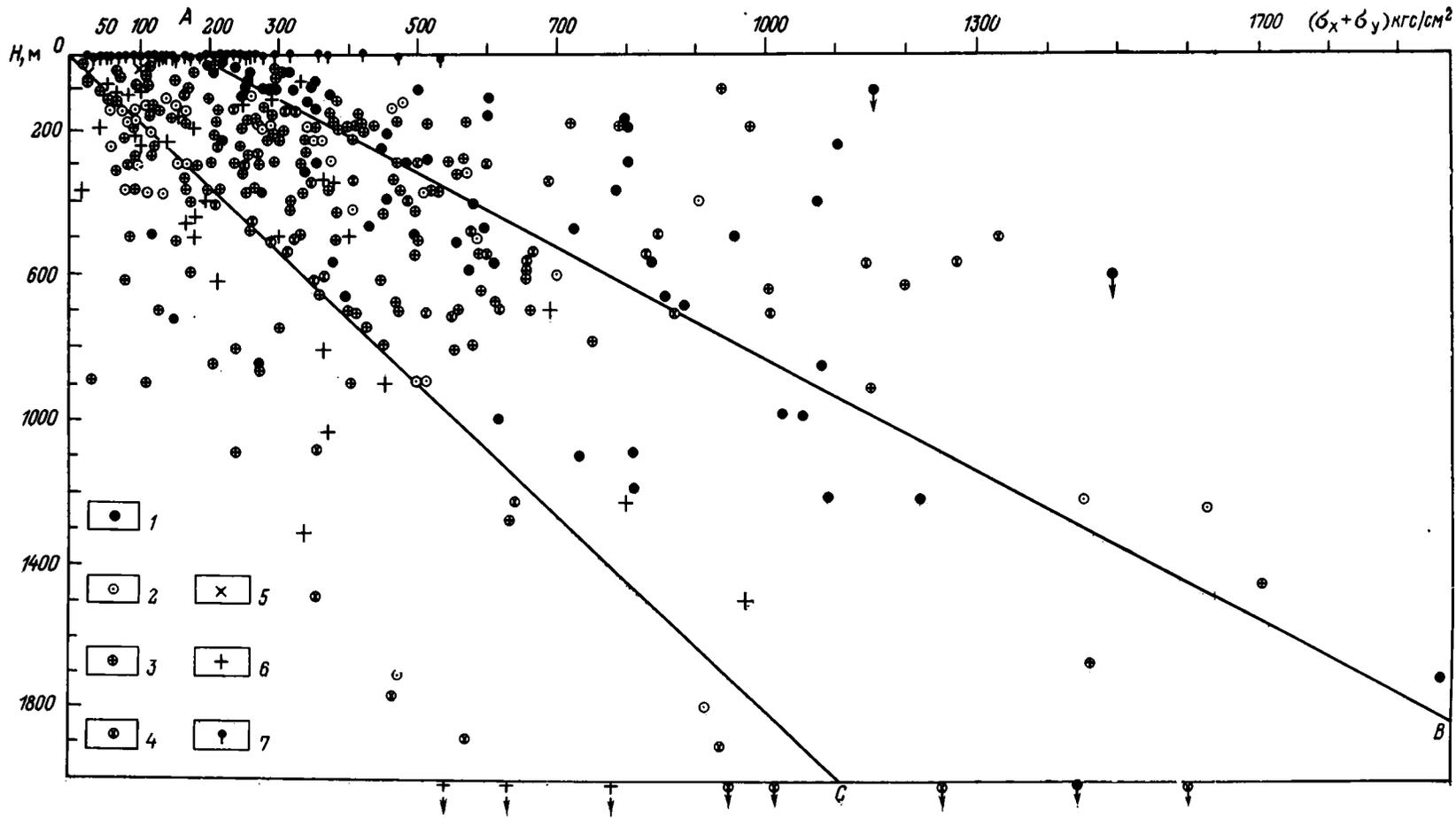
Эти подкорковые «подушки» лучше было бы назвать корнями кратонов. Такой термин более точен, чем предложенный Т. Джорданом термин «корни континентов» [64, 65].

Наличие жестких корней для кратонами подтверждается прослеживанием приповерхностных структур по геофизическим данным на большую глубину в мантии. Это отмечено в районе Йеллоустонского парка на плато Колорадо (трубообразное тело с аномальными скоростями до глубины 400 км), в Северо-Западной Африке (до 200 км [54]) и под Байкалом. Здесь пониженными сейсмическими скоростями (по сравнению со средним их значением на соответствующем уровне) характеризуется узкая зона, которая по вертикали прослеживается до глубины 2150 км. У поверхности она совпадает с краем Сибирской платформы [20].

Эти факты и глобальные профили (см. рис. 2) показывают, что в свете новых данных не может быть и речи о сплошном распространении астеносферы как слоя пониженных скоростей. При наличии глубоко уходящих жестких корней кратонов невозможно представить себе сквозное горизонтальное течение материала с разными скоростями на разных уровнях (до глубины 400 км) и на расстоянии до 10 000 км, которое фигурирует в известных моделях конвекции. Как мы видели, распределение геостатического давления на уровне изостатической компенсационной поверхности (40—100 км) и на глубине 150—200 км также не соответствует таким моделям. При разности давлений в 1000 кгс/см<sup>2</sup> материал мантии, если бы он обладал достаточной пластичностью, потек бы от кратонов к срединным океаническим хребтам. Такое направление было бы противоположно тому, которое соответствует устойчивому подкорковому течению в моделях тепловой конвекции, использованных для обоснования тектоники литосферных плит. Говоря о механизме тепловой конвекции в мантии, В. А. Магницкий отмечал, что «прямые данные о существовании такой конвекции отсутствуют. Более того, очень мало вероятно, чтобы она могла там происходить в действительности» [24, с. 507]. Все это приводит к необходимости пересмотра существующих представлений о механизме перемещения материков и литосферных плит.

### НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Давно известно, что складки и надвиги образуются под действием горизонтального (тангенциального) сжатия, которое существует в земной коре помимо геостатического (литостатического) давления, равного весу столба вышележащих пород ( $p = \gamma H$ , где  $\gamma$  — их удельный вес,  $H$  —



глубина). Наиболее наглядной иллюстрацией сокращения поверхности Земли под действием сильнейшего тангенциального сжатия являются шарьяжи. Сползание масс в прогибы играет при этом лишь дополнительную роль [9].

Благодаря складчатости и шарьяжам в Альпах произошло сокращение поперечных размеров геосинклинали в несколько раз. В наиболее изученных бурением и сейсморазведкой шарьяжах восточного склона Скалистых гор и западного склона Аппалач горизонтальное перемещение аллохтонных пластин, надвинутых на платформу, достигает 160 и 195 км [35, 59]. Аналогичный процесс пододвигания океанической коры под складчатые сооружения (субдукция) привел к поглощению почти всей коры для океанов, имевшей доюрский возраст. Она составляла около 40% площади земного шара [34].

Первые количественные оценки величины тектонических напряжений были сделаны на основании геологических данных. Было ясно, что скальвующие напряжения  $\tau$ , которые равны полусумме сжимающих напряжений по двум главным осям эллипсоида деформаций, во многих случаях превышают прочность наиболее крепких пород, т. е. достигают 800—1000 кгс/см<sup>2</sup>. Это доказывается образованием разрывов (скальванием) при взбросах и надвигах, милонитизацией и раздроблением массивных пород [28]. Анализ геологических структур с учетом деформационных свойств пород в складках Альп, Юрских гор и других районов приводил к оценкам величины тектонического стресса от 200 до 1700 кгс/см<sup>2</sup> [92].

Исходя из общих условий формирования высоких складчатых хребтов и их сиалических корней, вдавленных в мантию и обеспечивающих изостатическое равновесие, А. Гейм еще в 1918 г. нашел, что боковое горизонтальное сжатие должно превышать то литостатическое давление, которое возникает под хребтом. Следовательно, в средних слоях коры под Гималаями и Альпами оно достигало 100—1500 кгс/см<sup>2</sup>.

С сильнейшими проявлениями тектонического сжатия, превышавшими в несколько раз напряжения, связанные с весом вышележащих пород, столкнулись в конце прошлого века строители Симплонского туннеля в Альпах. В дальнейшем многочисленные натурные, т. е. сделанные *in situ*, измерения напряженного состояния массивов горных пород в туннелях, шахтах и рудниках подтвердили эти высокие оценки величины горизонтального сжатия [19, 29, 61, 62, 67, 73, 82, 91]. Они показали, что интенсивное сжатие охватывает верхние слои земной коры не только в зонах кайнозойской складчатости, но и на большом удалении от них на древних и молодых платформах, главным образом в породах фундамента (рис. 3).

Яркие проявления тангенциального сжатия в известняках и песчаниках ордовика и силура, залегающих горизонтально почти у самой поверхности в восточной части Северо-Американской платформы, были известны уже в конце прошлого века. Здесь в одной из каменоломен в окрестностях г. Чикаго был освобожден от нагрузки слой, который тотчас после обнажения изогнулся и образовал пологую складку. В дальнейшем такие изгибы, коробление и растрескивание слоев были отмечены в 10 каменоломнях штата Нью-Йорк (США) и в нескольких каменоломнях штатов Онтарио и Квебек в Канаде. Изучение этих деформаций

---

Рис. 3. Изменение величины напряжений с глубиной в массивах горных пород по результатам натуральных измерений напряженного состояния методом разгрузки. Показана сумма напряжений сжатия ( $\sigma_x + \sigma_y$ ) по двум взаимно перпендикулярным горизонтальным направлениям: *AB* — изменение напряжений по формуле Хаста, *OC* — удвоенное литостатическое давление ( $2p = 2\gamma H$ ,  $\nu = 0,27$ ) 1 — Балтийский щит; 2 — докембрийские платформы (Украинский и Канадский щиты, КМА, Африка и др.); 3 — палеозойские складчатые пояса — каледониды (Норвегия, Ирландия, Саяны, Горная Шория и др.) и герциниды (Донбасс, Урал, Казахстан, Аппалачи, Австралия и др.); 4 — области мезозойской и кайнозойской складчатости; 5 — Исландия; 6 — осадочные породы чехла Северо-Американской и других платформ; 7 — результаты измерений в породах чехла и фундамента на глубине менее 10—15 м в Северной Америке, Западной Европе и других районах. Стрелки, обращенные вниз, — результаты измерений на различных уровнях, пересчитанные с учетом неровностей рельефа, или на глубине более 2000 м

позволило определить величину сжимающих напряжений в известняках ордовика близ г. Оттава в  $306 \text{ кгс/см}^2$  в ЮЗ—СВ-направлении и  $102 \text{ кгс/см}^2$  — в ЮВ—СЗ-направлении [46]. Доказательством современного сжатия вкрест простирания Аппалачских гор являются зарегистрированные по геодезическим измерениям смещения типа надвиг-поддвиг (на 2—25 см за 10—18 лет) в дорожных выемках штатов Теннесси и Пенсильвания [85].

У поверхности благодаря процессам выветривания, разрыхления и выщелачивания пород по трещинам тектонические напряжения, казалось бы, не должны сохраняться. Тем не менее и в этих условиях в массивных осадочных и изверженных породах на глубине до 10—15 м нередко отмечается горизонтальное сжатие, которое достигает, по измерениям в Швеции, Франции, ФРГ и США,  $20\text{—}300 \text{ кгс/см}^2$ . На рис. 3 из многочисленных результатов таких приповерхностных измерений нанесены только те, которые по сумме сжимающих горизонтальных напряжений на двух взаимно перпендикулярных направлениях превышают  $40 \text{ кгс/см}^2$  [78, 84].

В неплотных, пористых или пластичных породах осадочного чехла платформ тектонические напряжения обычно отсутствуют. Однако вблизи растущих складчатых сооружений тектонические напряжения обнаруживаются и в осадочном чехле, состоящем из неплотных пород. Так, например, методом гидроразрыва в 36 скважинах в отложениях от девона до мела включительно (аргиллиты, песчаники, известняки, доломиты) в Западной Канаде на расстоянии 400 км, от края Скалистых гор до склона Канадского щита, повсеместно обнаружено значительное горизонтальное сжатие. Оно ориентировано перпендикулярно к простиранию Скалистых гор и может рассматриваться как причина образования пологих складок в меловых и палеогеновых отложениях Западно-Канадской синеклизы [50]. По деформациям в скважинах поле сжимающих напряжений в чехле платформы, ориентированных вкрест простирания позднемезозойской складчатости, прослежено и далее на северо-запад до Ледовитого океана [58].

На рис. 3 показана сумма напряжений сжатия ( $\sigma_x + \sigma_y$ ), определенных по измерениям *in situ* методом разгрузки на двух взаимно перпендикулярных осях того эллипса, который получается при рассечении эллипсоида напряжений горизонтальной плоскостью. Эта сумма напряжений по двум горизонтальным направлениям мало отличается от суммы двух главных напряжений  $\sigma_1$  и  $\sigma_2$ , образующих с горизонтальной плоскостью углы менее  $45^\circ$ . Обычно эти углы не превышают  $20\text{—}30^\circ$ .

Измеренные напряжения при большом разбросе точек группируются в двух полосах. Одна группа точек находится вблизи линии *OC*, соответствующей удвоенному литостатическому давлению, т. е.  $2p = 2\gamma H$ . Обычно к значению  $p$  близка величина вертикально ориентированной компоненты сжатия. Сюда, естественно, относятся все результаты измерений в таких пунктах, где тектоническое сжатие либо вообще не возникло, либо его результаты были стерты вследствие позднейшей разгрузки напряжений при наличии пластичных прослоев, образований пор, каверн и воздействии подземных вод. В Донбассе такие результаты отмечены до глубины 600—700 м, но глубже уже доминируют высокие сжимающие напряжения. На глубине 1900—2600 м в рудниках Южной Африки наблюдались как повышенные значения напряжений, так и близкие к геостатическому давлению. Несколько измерений, указанных вблизи линии *OC*, было сделано методом гидроразрыва в скважинах на глубине от 135 до 1230 м в отложениях, образующих осадочный чехол Северо-Американской платформы.

Другая группа точек располагается по обе стороны линии *AB*, соответствующей эмпирической формуле Хаста:  $\sigma_x + \sigma_y = (0,98H + 180) \text{ кгс/см}^2$ , если глубина  $H$  выражена в метрах. Измерения, произведенные на глубинах 800 м (Стельберг, Швеция), 900 м от среднего уровня Хибинского горного массива (600 м от уровня долин), 915 м (Донбасс), 1100 м (туннель под Монбланом в Альпах), показали, что величина сжатия

$\frac{1}{2}(\sigma_x + \sigma_y)$  на таких глубинах превышает на 250—300 кгс/см<sup>2</sup> величину литостатического давления [1, 2, 25, 29, 90]. В Чехии на глубине 1450 м (рудник Пшибрам), в ГДР на глубине 1700 м (рудник в горах Эрцгебирге) и в Южной Индии на глубине более 3000 м (рудник Колар) недавно измерены почти горизонтальные сжимающие напряжения, которые на несколько сотен кгс/см<sup>2</sup> превышают геостатическое давление [87].

В нижнепалеозойских известняках осадочного чехла Северо-Американской платформы (штат Огайо) на глубине 700 м, как и в Донбассе на глубинах более 700 м, обнаружено сжатие, которое значительно превышает удвоенное литостатическое давление.

Геостатическое давление  $p$  приблизительно равно  $0,27H$  кгс/см<sup>2</sup>. Следовательно, добавочные тектонические напряжения (по двум горизонтальным осям) составляют приблизительно  $(\sigma_x + \sigma_y) - 2p \approx (0,44H + 180)$  кгс/см<sup>2</sup>. Вероятно, добавочные напряжения достигают максимума ( $>2000$  кгс/см<sup>2</sup>) на глубине 10—40 км, где освобождается более 80% всей энергии землетрясений земного шара. Ниже этого уровня они постепенно уменьшаются почти до нуля в астеносфере.

Как показывают результаты измерений, тектонические напряжения подчиняются в общем одной и той же зависимости от глубины как на докембрийских платформах, так и в фундаменте палеозойских и мезозойских поясов складчатости и в породах кайнозойского (альпийского) складчатого пояса. Отчетливая анизотропия, с преобладанием стресса, ориентированного перпендикулярно к горным хребтам, сформированным в процессе альпийской складчатости (Альпы, Япония) или более древним, но испытавшим поднятие в кайнозое (норвежские каледониды, Аппалачи, Урал, Тянь-Шань), наблюдается не только в пределах самих возвышенностей, но и вблизи них. Это заметно как в фундаменте (Балтийский щит), так и в чехле платформ (Западная Канада). В таких зонах отношение  $\sigma_x/\sigma_y$  составляет величину от 2 до 10. С удалением от них, например в Южной Швеции, в Финляндии и на Украинском щите, напряжения в фундаменте становятся более изотропными ( $\sigma_x \leq 2\sigma_y$ ).

Следует отметить, что на глубине горизонтальные напряжения, которые создаются гравитационным давлением благодаря неровностям рельефа, обычно не превышают 20—30 кгс/см<sup>2</sup> даже в тех горных ущельях, где строятся гидроэлектростанции. Поэтому наблюдаемые высокие добавочные, сверх литостатического давления, сжимающие напряжения можно отнести только на счет тектонических процессов. Поскольку время релаксации упругих напряжений не превышает  $10^3$ — $10^6$  лет, их возникновение следует отнести к неотектоническому этапу в истории Земли [37, 78].

Величину и ориентировку тектонических напряжений можно определить также по геофизическим данным, обратив внимание на контрастные пары узких зон положительных и отрицательных аномалий силы тяжести в изостатической редукции, протягивающихся вблизи крупных надвигов или поддвигов. Таковы зоны положительных аномалий в Гималаях и отрицательных — в Предгималайском прогибе, связанные с поддвижением Индийской платформы под складчатое сооружение, и характерные зоны резких отрицательных аномалий в глубоких желобах и положительных — в островных дугах и Андах. Эти аномалии связаны с субдукцией, поддвигом океанической коры под складчатые пояса. Их амплитуда составляет от 80 до 200 мгл.

При таких смещениях блок земной коры, который погружается наклонно вниз, оказывается опущенным ниже того положения, которое соответствует изостатическому равновесию. Поэтому здесь возникает отрицательная гравитационная аномалия. Надвинутый блок, напротив, приподнят выше положения равновесия; он характеризуется положительной аномалией силы тяжести в изостатической редукции. Более или менее уравновешенным оказывается весь комплекс в целом, состоящий из обоих блоков.

Определив по амплитуде аномалий разность давлений на уровне изостатической компенсации ( $\Delta p$ ), зная наклон  $\phi$  поверхности сместителя,

например сейсмофокальной зоны Бенюфа, и произведя разложение сил по правилу параллелограмма, можно приблизительно оценить величину действующего в земной коре горизонтального сжатия  $\sigma \approx \Delta p \operatorname{tg} \varphi$ . Разность давлений  $\Delta p$  можно определить и по профилям сейсмозондирования, пересекающим такие зоны, произведя подсчеты плотности в разных слоях коры по характерным для них скоростям упругих волн  $V_p$  согласно формуле Нейфа — Дрейка. В зонах с максимальной амплитудой изостатических аномалий такие подсчеты указывают на разность давлений  $\Delta p = 1000\text{—}2000$  кгс/см<sup>2</sup> и примерно такую же величину горизонтального сжатия, если  $\varphi = 45^\circ$  [14, 22, 44].

Л. И. Лобковский и О. Г. Сорохтин приводят более развернутую формулу. Она связывает скальвающее напряжение  $\tau$  на поверхности сместителя с разностью  $\Delta g$  аномалий силы тяжести в свободном воздухе, углом наклона сместителя  $\varphi$ , углом трения на поверхности взаимодействующих плит и углом внутреннего трения материала литосферы. При  $\varphi = 40^\circ$  и  $\Delta g \approx 200$  мгл величина  $\tau$ , пропорциональная  $\operatorname{tg} \varphi$ , определена ими как  $\tau = 10^\circ \text{ дин/см}^2 = 1020 \text{ кгс/см}^2$  [42].

Сопряженные зоны положительных (на поднятиях) и отрицательных (на прогибах) изостатических аномалий возникают также вследствие волнообразного коробления земной коры под действием горизонтального сжатия. Этот механизм коробления уже давно был рассмотрен Э. Гленни и Р. Ван-Беммеленом. Выпуклая часть волнообразно изогнутой коры оказывается приподнятой выше положения изостатического равновесия, а вогнутая — вдавленной в мантию. В некоторых случаях возникают взбросы или надвиги по контакту таких зон с противоположно направленными вертикальными движениями, т. е. включается тот механизм образования пар изостатических аномалий противоположного знака, который мы уже рассмотрели.

Такой анализ парных зон аномалий с амплитудой 40—100 мгл позволяет (в особенности в тех случаях, когда отрицательные аномалии сохраняются в депрессиях, несмотря на заполнение их позднекайнозойскими осадочными отложениями) обнаружить действие тангенциального сжатия в земной коре не только в молодых складчатых поясах и областях тектонической активизации, но и далеко от них на платформах. Сопряженные зоны положительных и отрицательных аномалий на Индийской платформе, параллельные Предгималайскому прогибу, именно так были истолкованы Э. Гленни. На территории СССР они известны у северного и южного склонов Большого Кавказа, у северного склона Малого Кавказа (в его восточной части), у южного берега Крыма, у северного склона Карпат, у южного склона Большого Балхана, у северного склона Алайского хребта и южного склона Тянь-Шаня по обе стороны Ферганской котловины, у западного склона Южного и Северного Урала и восточного склона Северного Урала, на границе Украинского щита и Приднепровской низменности, у восточного склона Тимана, у западного и южного склонов Верхоянского хребта, между Западно-Сахалинским хребтом и Татарским проливом, у восточного склона Срединного хребта Камчатки и у побережья Корякского хребта. Во всех этих случаях наблюдаются высокие значения градиента изостатических аномалий между зонами противоположного знака, которые испытывают антиизостатические вертикальные перемещения, т. е. тектонические деформации, нарушающие равновесие [4, 5]. Основной причиной таких деформаций является горизонтальное сжатие земной коры.

Такой же механизм приводит к образованию краевых валов в периферических частях океана. Эти валы протягиваются вблизи глубоководных желобов на той их стороне, которая противоположна островным дугам. Они характеризуются положительными аномалиями в свободном воздухе и в изостатической редукции. Их морфология и гравитационная характеристика объясняются как результат квазиупругого изгиба океанической плиты под действием горизонтального сжатия [34].

Общая картина напряженного состояния земной коры обширных регионов выясняется путем сопоставления геологических данных о поздне-

кайнозойских (неотектонических) деформациях и смещениях на разрывах, результатов непосредственных измерений напряженного состояния в массивах горных пород и в скважинах и анализа геофизических данных по изостатическим аномалиям силы тяжести и по механизмам смещения в очагах землетрясений [8, 30, 36]. Особенности сейсмических волн, распространяющихся из очага землетрясений, позволяют определить ориентировку трех взаимно перпендикулярных осей эллипсоида напряжений. Считается, что если ось наибольшего сжатия  $\sigma_1$  и средняя ось  $\sigma_2$  близки к горизонтальному положению, а ось наименьшего сжатия  $\sigma_3$  — к вертикальному, то смещение представляет собой взброс или надвиг, обычно с некоторой сдвиговой компонентой. Это указывает на преобладание горизонтального сжатия. Если углы менее  $45^\circ$  с горизонтальной плоскостью образуют оси  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$ , то мы имеем сброс и обстановку растяжения. Если же положение, близкое к горизонтальному, занимают оси  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ , то смещение в очаге относится к категории сдвиговых дислокаций.

Условность такой интерпретации данных видна из того, что фактически изучается фиктивный тензор, который соответствует разности между двумя тензорами, характеризующими напряженное состояние твердой среды в очаге в начальный и конечный моменты того времени, в течение которого там происходило смещение по разрыву. Поскольку при этом освобождается только часть упругой энергии, находившейся в очаге, такой подход дает очень приблизительную характеристику напряженного состояния. Нередко она оказывается довольно противоречивой при сравнении механизмов нескольких землетрясений, происшедших последовательно в одном и том же очаге или районе.

По совокупности геологических и геофизических данных и результатам натуральных измерений общая характеристика напряженного состояния земной коры по разным регионам представляется в следующем виде. Почти на всей территории Северо-Американской платформы, от нижнего течения р. Миссисипи на юге до островов Полярного архипелага Канады, наблюдается горизонтальное сжатие в направлении ЮЗ—СВ или ЗЮЗ—ВСВ. Ось наибольшего сжатия имеет ориентировку ЮВ—СЗ в Аппалачах и на плато Колорадо и почти меридиональную, под углом  $40^\circ$  по отношению к линии сдвига Сан-Андреас, в западной и северо-западной части США. Субгоризонтальные растягивающие напряжения отмечены в грабенах Провинции Хребтов и Бассейнов (при ЮВ—СЗ ориентировке оси растяжения или наименьшего сжатия) и в поясе сбросов, окаймляющих с севера впадину Мексиканского залива [58, 94, 98].

Специальные исследования показали, что жесткость Северо-Американского кратона достаточна для того, чтобы горизонтальные сжимающие напряжения передавались в нем от одного края до другого [93].

Интенсивное сжатие вкрест простирания Альп и растяжение наискось и поперек Рейнского грабена, горизонтальное сжатие (главным образом в направлении ЮВ — СЗ) на большей части территории Франции и ФРГ выявлено в Западной Европе по результатам измерения напряжений у поверхности и на глубине, по сейсмологическим данным и из анализа неотектоники. Обобщения и выводы о важнейшей роли субгоризонтальных сжимающих напряжений при новейших деформациях земной коры Западной Европы были сделаны Н. Павони, А. Шейдеггером, Г. Грейнером, К. Фруадево и др. [84].

Измерения напряженного состояния в рудниках на Восточно-Европейской платформе показали, что в северной и западной части Балтийского щита доминирует горизонтальное сжатие с северо-западной ориентировкой, которая варьирует от почти широтной до почти меридиональной [29, 61, 62, 69]. На остальной части платформы напряжения разных направлений, по-видимому, мало различаются по величине. О наличии горизонтального сжатия здесь говорят нарушения изостазии в районе Тимана и среднего течения Днепра.

По измерениям в глубоких рудниках Среднего и Южного Урала бы-

ло установлено интенсивное субширотное сжатие, ориентированное перпендикулярно к простиранию хребта [2]. Это согласуется с выводами, которые можно сделать из анализа упомянутых выше изостатических аномалий на западном и восточном склонах Урала. Такая же согласованность имеет место между гравиметрическими данными и результатами натуральных измерений напряженного состояния в рудниках Средней Азии [1].

В Центральной и Восточной Азии выясняется, главным образом из анализа неотектоники, механизмов смещения в очагах землетрясений и определения напряженного состояния в скважинах по методу гидроразрыва, сложная картина распределения областей с преобладанием сжатия, растяжения и сдвига [31, 55, 71, 76]. Сжатие с субгоризонтальной северо-восточной или меридиональной ориентировкой наибольших напряжений доминирует в районе Кавказа, Алтая, Тянь-Шаня, Куньлуня и Гималаев. В грабенах Байкальской зоны и Северного Китая преобладает растяжение, ориентированное главным образом в северо-западном и субширотном направлениях [27, 97]. На Индийской платформе, судя по сейсмотектоническим данным, ориентировке зон изостатических аномалий и измерениям напряженного состояния в глубоком руднике Колар, доминирует сжатие с северо-западной ориентировкой, которая приближается к меридиональной вблизи Гималаев [87].

В Японии сейсмологические и геологические данные и результаты немногочисленных измерений в рудниках показывают отчетливую картину интенсивного сжатия, ориентированного вкрест простирания складчатых структур [55, 56, 60]. Это подтверждается и результатами геодезических измерений. Реперы, поставленные у восточного и западного побережья о-ва Хонсю, сближаются со скоростью в несколько сантиметров в год. По-видимому, аналогичная картина ориентировки напряжений, известная в сейсмофокальной зоне Курильской островной дуги, характеризует складчатый пояс дальневосточных районов СССР.

По смещениям в очагах землетрясений, происходивших в различных частях Бразилии, установлена северо-западная ориентировка горизонтальных сжимающих напряжений в коре Южно-Американской платформы и под нею [49, 75]. В Кордильерах северной части материка доминирует сжатие, ориентированное в широтном направлении.

Сейсмологические данные показывают, что не только активные окраины литосферных плит, где происходит субдукция, но и внутренние части этих плит, расположенные в океанах, охвачены сжимающими горизонтальными напряжениями. Это характерно для областей Тихого, Атлантического и Индийского океанов, находящихся далеко от островных дуг и за пределами рифтовых зон [80, 83]. Недавно были выполнены измерения напряженного состояния в базальтовом слое коры Тихого океана, в скважинах, пробуренных к югу от Коста-Рики (на плите Наска) и западнее Восточно-Тихоокеанского поднятия (на Тихоокеанской плите). Они показали субгоризонтальное сжатие в направлении ЮВ — СЗ, согласное с той ориентировкой, на которую указывает анализ механизмов смещения в очагах землетрясений этого региона [79].

Резюмируя данные, касающиеся механизма дрейфа материков и литосферных плит, Р. Гирдлер подчеркнул, что «все, без исключения, определения напряженного состояния внутри литосферных плит указывают на сжатие... Напряженное состояние может быть определено по измерениям *in situ* и при изучении недавно деформированных геологических структур. Все такие исследования показывают, что в стороне от краев плит доминируют сжимающие напряжения. Эти горизонтальные сжимающие напряжения, может быть, передаются внутри литосферы или отражают более глубокие процессы в мантии, воздействующие на плиты. Они позволяют исключить некоторые гипотезы. Так, например, неправдоподобно, чтобы плиты перемещались под действием силы тяжести, затягивающей их вниз в зонах субдукции. В этом случае некоторые плиты должны были бы испытывать растяжение. Представляется более правдоподобным, что литосферные плиты проталкиваются, продвигаются

вперед вследствие инъекции материала в зонах океанических хребтов» [74, с. 13, 16].

В то время как сжимающие горизонтальные напряжения распространены очень широко на материках и на дне океанов, растяжение в направлении, приблизительно перпендикулярном к простиранию рифтов и грабенов, локализовано, судя по сейсмологическим данным, в узких зонах у оси этих структур. Нередко эти зоны выражены морфологически в виде рифтовой депрессии шириной в несколько километров, вложенной в более широкую рифтогенную структуру (Байкал, Красное море). Растяжение характерно для смещений в очагах землетрясений, происходящих в Байкальской рифтовой зоне, в рифтовой системе Восточной Африки, в узких впадинах Провинции Хребтов и Бассейнов на западе США, в грабенах Северного Китая и в осевых зонах срединно-океанических хребтов. В центральном грабене Исландии и зоне рифтов Восточной Африки процесс раздвижения блоков земной коры подтвержден геодезическими измерениями.

Считалось, что в срединных океанических хребтах растяжение сменяется сжатием у изохроны 20 млн лет, т. е. охватывает осевую зону шириной в несколько сот километров [6]. Однако новейшие исследования показали, что это неверно. Такая смена характера напряжений происходит гораздо ближе к оси хребта. Ширина зоны, в которой доминирует растяжение, в ряде случаев не превышает нескольких километров [95]. Очаги землетрясений располагаются здесь на небольшой глубине (2—8 км от уровня дна океана) и связаны, по-видимому, с внедрением интрузивных магматических тел [70].

По измерениям, сделанным *in situ* в базальтах и других массивных породах Исландии, растяжение в горизонтальном направлении было обнаружено только в узкой зоне в северной части центрального грабена. Сейсмическая активность, указывающая на растяжение, была зарегистрирована здесь в пределах полосы меридионального направления шириной 2,5 км. К западу и востоку от нее обнаружены сжимающие напряжения, ориентированные перпендикулярно к зияющим трещинам, связанным с процессом спрединга. Как к западу, так и к востоку от центрального грабена в прибрежных районах Исландии натурные измерения показывают субгоризонтальное сжатие, местами весьма интенсивное ( $\sigma_x + \sigma_y \approx 200$  кгс/см<sup>2</sup>) [61, 86].

Формирование надвигов и пологих сбросов в краевых частях Байкальской рифтовой зоны, происходившее в кайнозой одновременно с углублением рифтов, подтверждается геологическими данными [40]. На северо-восточном фланге рифтовой зоны наблюдаются землетрясения, в очагах которых сжатие ориентировано горизонтально при вертикальном расположении оси растяжений [27]. Всего лишь в 170 км к северу от Байкальской зоны рифтов, в рудниках на р. Мама, наблюдается интенсивное сжатие [19].

Процессы растяжения коры проявляются также в формировании впадин с корой океанического типа (Японское море, Филиппинский бассейн, море Банда в Индонезии, Тирренское море, море Альборан, южная часть Эгейского моря), реже — материкового типа (Венгерская низменность), расположенных в тылу островных дуг и складчатых поясов. Для них характерна пониженная скорость сейсмических волн ( $V_p = 7,4 — 7,9$  км/с) и соответственно пониженная плотность в верхнем слое мантии и резко выраженные положительные аномалии силы тяжести (от 50 до 150 мгл) в изостатической редукции. Стало быть, как это ни парадоксально на первый взгляд, кора здесь приподнята на 500—1000 м выше того уровня, который соответствует равновесию. По расположению магнитных аномалий в Японском море и Филиппинском бассейне удается наметить оси спрединга.

В качестве вероятной причины раздвижения блоков земной коры и расширения площади всех этих впадин указывалось выдавливание вверх наиболее пластичных масс «аномальной» мантии в виде протрузий, мантийных диапиров и инъекций мантийного материала в зонах спре-

динга [15, 32]. Такое выдавливание может происходить вследствие тектонического сжатия, возникающего на глубине, в подкорковых слоях, при сближении материковых глыб или пододвигании океанических литосферных плит под формирующуюся «тыловую» впадину. Вряд ли какой-нибудь иной механизм может объяснить факт поднятия этих областей растяжения земной коры на уровень, не соответствующий изостатическому равновесию.

Таким образом, напряженное состояние, характеризующееся растяжением земной коры, охватывает сейчас только узкие зоны в рифтах, грабенах и тыловых или окраинных бассейнах складчатых поясов. Общая площадь этих зон, вероятно, не превышает 5—10 млн км<sup>2</sup>, т. е. 1—2% поверхности земного шара. По-видимому, в основном они связаны с расклинивающим эффектом при внедрении мантийного материала — даек и интрузий базальтового состава, протрузий «аномальной» мантии ультраосновного состава и пр. [19].

Ограниченный объем статьи не оставляет места для сколько-нибудь подробной характеристики напряженного состояния в тех зонах, где не только ось наибольшего сжатия  $\sigma_1$ , но и ось растяжения или наименьшего сжатия  $\sigma_3$  занимает положение, близкое к горизонтальному. Такие зоны возникают там, где соприкасаются провинции с различной преобладающей ориентировкой или различным наклоном осей деформации, например на границе областей сжатия и растяжения в Центральной и Восточной Азии [76]. В подобной ситуации образуются право- и левосторонние сдвиги, трансформные разломы. Общая площадь сдвиговых зон, вероятно, также не превышает 2% поверхности земной коры.

#### НОВАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Как было показано в начале статьи, распределение геостатического давления в мантии до глубины 200 км и наличие в ней жестких, монолитных корней кратонов не согласуются с известными моделями конвекции [6, 32, 74]. Так же как и течение материала мантии, горизонтальное сжатие коры в таких моделях, основанных на неравномерном тепловом расширении или гравитационной дифференциации мантийного вещества, обусловлено разностью давлений ( $\Delta p = p_2 - p_1$ ) на уровнях поверхностей. Подсчеты горизонтальных сжимающих напряжений, действующих в таких моделях в коре, показывают, что на достаточном удалении от срединно-океанических хребтов или других возвышенностей они не могут превышать нескольких десятков кг/см<sup>2</sup>. Из инженерно-геологических расчетов и результатов моделирования напряжений, возникающих под действием веса горных пород вблизи возвышенностей, известно, что горизонтальное сжатие быстро сходит на нет с удалением от них и становится пренебрежимо малым уже на расстоянии, равном 50—100% ширины основания данной возвышенности.

Между тем, как мы видели, интенсивное сжатие, в десятки раз превышающее те напряжения, которые соответствуют весу пород, нередко обнаруживается на равнинной местности (рудники Швеции, Финляндии, каменоломни Канады) вблизи земной поверхности, на глубине до 10—20 м. Сопоставление этих фактов с данными о скорости релаксации упругих напряжений приводит некоторых геофизиков к выводу, что такие «избыточные» напряжения возбуждаются какими-то «чрезвычайно мощными современными воздействиями, природа которых совершенно непонятна» [37, с. 60].

В конвекционных моделях сжатие коры должно было бы наблюдаться в тех областях, которые примыкают к зонам стока материала, а растяжение — примерно на такой же площади (около 50% поверхности земной коры) вблизи зон восходящих подкорковых течений. Фактически же, как мы видели, напряженное состояние сжатия земной коры охватывает, по-видимому, 95% поверхности ее консолидированных слоев, а растяжение — только 1—2%.

Существующие модели, в которых раздвигание блоков земной коры связывается с существованием возвышенностей — срединных хребтов

в океане, непригодны для ранних стадий спрединга. Так, например, в Красном море, в море Баффина и проливе Дейвиса между Северной Америкой и Гренландией раздвижение на ширину 150—800 км привело к образованию впадин без каких-либо признаков хотя бы эмбрионального срединного хребта. Раздвиги, расчленившие в начале мезозоя Гондвану и Лавразию на ряд отдельных материковых глыб, представляли собой сеть **срединно-континентальных** рифтов, а не срединно-океанических хребтов. С учетом новых данных о жестких корнях кратонов приходится представлять себе этот процесс как возникновение узких зон, ограниченных вертикальными разломами, уходящими на 300—400 км в глубь Земли. Эти «щели» постепенно расширялись по мере нагнетания в них более пластичного низкоскоростного материала. Мы уже упоминали о признаках такого процесса под Байкалом, прослеженных на 2150 км в глубину [20].

В мезозое и кайнозое поверхность Земли разделялась на три области **мегаспрединга** — расположения блоков земной коры от центра каждой такой области к ее периферии. Это Гондванская, Лавразийская и Тихоокеанская области мегаспрединга [15, 39]. Площадь Гондванской области, в пределах которой за это время образовались Индийский и часть Атлантического океана, возросла в 4 раза, тогда как площадь Тихоокеанской области заметно сократилась в связи с субдукцией океанской коры у ее краев.

Между областями мегаспрединга протягиваются мезо-кайнозойские геосинклинально-складчатые пояса. Здесь наблюдается скупивание, нагромождение коровых масс и происходит погружение колоссальных объемов вещества верхней мантии. Так, например, в зоне Тетиса между такими «таранами», как уходившие вниз на глубину до 300—400 км жесткие корни Индийской платформы и материка Северной Евразии, при их сближении на 3500 км, сопровождавшемся образованием Гималаев, было втиснуто в глубь Земли около 5 млрд км<sup>3</sup> материала верхней мантии. Судя по связи положительных аномалий  $\Delta g_r$  с современными геосинклинальными зонами, это происходило в результате нагромождения избыточных масс.

Все эти факты трудно объяснить в рамках известных теорий тепловой конвекции или конвекции, основанной на гравитационной дифференциации мантийного вещества, которую рассматривали Р. Ван-Бемелен и Э. Краус. В качестве альтернативы этим теориям предлагается новая геодинамическая модель, в которой реализован синтез мобилизма и пульсационной геотектонической гипотезы В. Бухера и В. А. Обручева с привлечением контракционного механизма для того, чтобы объяснить наблюдаемое сжатие земной коры и складчатость [17, 18]. Помимо перераспределения вещества по плотности в гравитационном поле Земли, которое составляет основу моделей конвекции и гравитационной дифференциации, на первый план в этой модели выдвигается знакопеременное изменение радиуса Земли и перераспределение масс по реологическим свойствам — выдавливание наиболее пластичного (вследствие повышенной температуры и химизма) материала снизу вверх при ее сжатии. Одновременно такой материал и наиболее легкий благодаря тепловому расширению.

Как видно из количественного сопоставления величины напряжений и сил, действующих при различных геодинамических процессах [6, 11], для объяснения наблюдаемого напряженного состояния земной коры непригодны никакие предлагавшиеся механизмы, кроме контракционного. Значение контракционного сжатия для образования складчатых гор подчеркивают Г. Джеффрис [63] и Р. Литтлтон, опираясь на астрономические данные. Известно, что за вычетом приливного замедления вращения Земля испытывает в течение последних 3 тыс. лет собственное ускорение вращения, которое соответствует уменьшению радиуса Земли  $R$  на 0,5 мм в год [21, 72]. Сокращение  $R$  сопровождается освобождением потенциальной энергии  $U$  по мере приближения внешних слоев к центру планеты. Подсчеты показывают, что если при таком

перемещении корового слоя вся потенциальная энергия была израсходована на его упругое сжатие ( $U = P\Delta V$ , где  $P$  — сжимающее напряжение,  $\Delta V$  — изменение объема слоя в связи с сокращением земной поверхности  $S$ ), то горизонтальные сжимающие напряжения составили бы  $(6-9) \cdot 10^5$  кгс/см<sup>2</sup> [23]. В действительности почти вся эта энергия расходуется на сжатие более глубоких слоев, но даже 0,5% ее достаточно для того, чтобы объяснить наблюдаемые высокие значения горизонтальных сжимающих напряжений в земной коре.

Однако ясно, что один контракционный механизм недостаточен для объяснения структуры земной коры. Помимо структур сжатия в ней не менее широко распространены структуры, сформированные в результате ее раскола, растяжения и нарастания новой базальтовой коры в рифтах, грабенах и океанических впадинах. Следовательно, геодинамическая модель должна учитывать как контракцию, сокращение Земли, так и ее расширение, т. е. опираться на принципы пульсационной гипотезы [33, 52]. В этой гипотезе предполагается, что при чередовании фаз сжатия и расширения Земли эффекты сжатия (складчатость, надвиги, подвиги с сокращением поверхности коры) суммируются в одних зонах, а эффекты расширения — в других, где поверхность Земли возрастает по мере роста площади рифтогенных структур. Ясно, что при этом промежуточные блоки должны дрейфовать от зон растяжения к зонам сжатия. Таким образом, в пульсационную геодинамическую модель автоматически включается принцип мобилизма [16, 17, 26].

Независимо от этих геологических гипотез идея о том, что происходят знакопеременные изменения радиуса Земли, была высказана Н. Стойко [89], Г. Беньофом и Р. Дикке в связи с изучением неравномерности вращения Земли (так называемых декадных вариаций, имеющих период около 10—20 лет) и глобальной неравномерности в количестве и энергии  $E_s$  землетрясений. Г. Беньоф в 1955 г. построил кривую, которая показывает квазипериодические вариации  $E_s$ , и заметил корреляцию между  $E_s$  и угловой скоростью вращения Земли вокруг своей оси  $\omega$ . Он отметил, что «трудно представить себе, каким должен быть механизм, который обеспечивал бы глобальное торможение и освобождение подвижек по разломам в соответствии с приведенной кривой. Возможно, этот механизм связан с изменениями радиуса Земли, чем предположительно объясняют наблюдаемые изменения периода вращения Земли» [51, с. 71].

Известный американский физик Р. Дикке в 1964 г. связал изменения  $\omega$ ,  $R$  и уровня сейсмичности с флуктуациями величины гравитационной постоянной  $G$ . Возможность таких флуктуаций следует из его теории тяготения.

Р. Дикке исследовал корреляцию между продолжительностью суток и числом землетрясений и пришел к выводу, что вариации скорости вращения Земли и Луны и «вариации частоты землетрясений вызваны одной и той же причиной — флуктуациями величины гравитационной постоянной... При уменьшении  $G$  Земля расширяется. Мы пришли к заключению, что изменения  $G$  должны весьма заметно сказываться на частоте землетрясений» [13, с. 403, 407, 409].

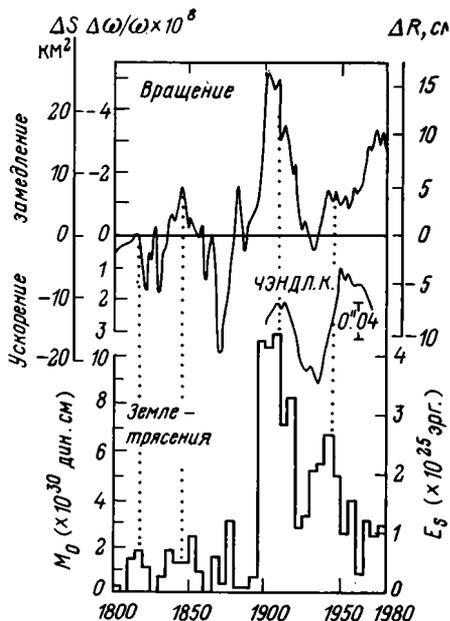
Декадные изменения угловой скорости вращения  $\omega$  хорошо изучены на протяжении 160 лет [47, 77] (рис. 4). Они так называются потому, что меняют свой знак через каждые 10—20 лет. При этом возрастание или уменьшение  $\omega$  происходит в 10—100 раз быстрее, чем возрастание  $\omega$  при вышеуказанном вековом процессе. Оно сопровождается очень большим изменением кинетической энергии вращения Земли  $E = 1/2 Q \omega^2$  ( $Q = J \omega$  — момент количества движения,  $J = 0,33 MR^2$  — момент инерции,  $M$  — масса Земли). Так, с 1874 по 1902 г. энергия  $E$  уменьшилась на  $2 \cdot 10^{29}$  эрг, а с 1902 по 1936 г. возросла на  $10^{29}$  эрг. Таким образом, в среднем за каждый год изменения энергии  $\Delta E$  составляли от 30 до 52% того количества энергии ( $10^{28}$  эрг), которое за год Земля теряет в геотермическом потоке и получает благодаря распаду радиоактивных элементов в ее недрах. В 1894—1899 гг. значения  $\Delta E$  достигали

100—173% этой величины. Они превосходят в сотни раз суммарную годовую энергию всех землетрясений, которая составляет в среднем около  $5 \cdot 10^{24}$  эрг, варьирует в 40 раз и достигает в отдельные годы  $10^{26}$  эрг [66].

Известна корреляция изменений  $\omega$  не только с сейсмичностью, но также с напряженностью и общей энергией магнитного поля Земли, скоростью так называемого западного дрейфа магнитного поля, т. е.

Рис. 4. Вариации скорости вращения Земли вокруг своей оси ( $\Delta\omega/\omega$ ) за 1810—1980 гг., амплитуды чэндлеровских колебаний полюса ( $0''.04 = 123,4$  см), суммарной энергии землетрясений  $E_s$  (эрг) и суммарного сейсмического момента  $M_0$  (дин·см) за год, выровненных по пятилетним интервалам

Вверху слева и справа указаны рассчитанные по вариациям скорости вращения Земли  $\omega$  изменения поверхности Земли ( $\Delta S$ , км<sup>2</sup>) и изменения ее радиуса ( $\Delta R$ , см)



проскальзывания оболочки по магнитному ядру Земли [68], амплитудой и периодом чэндлеровских колебаний полюса [81]. Возможные механизмы, которые соответствуют этим корреляциям, рассматривались нами в других статьях [16, 39]. Так же как Н. Стойко и Ф. Пресс, мы приходим к выводу, что весь комплекс этих явлений имеет общую причину. Но он связан, по-видимому, не с процессами в атмосфере или магнитосфере, а с иными глобальными процессами, охватывающими не только кору и верхнюю мантию, но и ядро Земли, где формируется ее магнитное поле. Скорее всего эта причина кроется в тех флуктуациях величины гравитационной постоянной, о которых писал Р. Дикке.

Хотя постулат о сокращении поверхности Земли  $S = 4\pi R^2$  лежит в основе контракционных гипотез, объясняющих структуру складчатых зон, а постулат об увеличении  $S$  — в основе гипотез расширяющейся Земли, предложенных для объяснения спрединга коры в океанах, до сих пор почти не рассматривались следствия таких знакопеременных изменений  $S$  и  $R$ , которые соответствуют декадным вариациям скорости вращения Земли  $\omega = (4\pi Q/0,33M) S^{-1}$ . Поскольку момент количества движения  $Q$  и массу Земли  $M$  можно считать постоянными величинами для небольших интервалов времени, мы имеем  $S\omega = \text{const}$ , т. е. изменения площади земной коры обратно пропорциональны изменениям скорости вращения Земли.

Это дает возможность количественной проверки предлагаемого варианта пульсационной геотектонической гипотезы. В нем в качестве основного фактора геодинамических процессов рассматриваются микропульсации, т. е. изменения радиуса Земли, на которые указывают наблюдаемые вариации скорости ее вращения  $\omega$ . Как видно на рис. 4, предполагаемые изменения радиуса Земли, рассчитанные по вариациям  $\omega$  и  $J$ , достигали 25 см за 28 лет (с 1874 по 1902 г.). Максимумы суммарной энергии землетрясений  $E$  приходятся в такой модели на те годы, когда расширение Земли сменялось сжатием (1815—1820, 1840—1850,

-1875—1880, 1990—1910, 1940—1945 гг.) Они связаны в основном с подвижками литосферных плит на поверхностях субдукции.

Количественная проверка нашего варианта пульсационной гипотезы возможна путем сравнения данных о вариациях  $\omega$  с имеющимися оценками скорости нарастания площади земной коры в зонах спрединга. Поскольку для рассматриваемых промежутков времени  $S\omega = \text{const}$ , мы можем за 1820—1980 гг. просуммировать все приращения поверхности земной коры  $S$ , соответствовавшие фазам уменьшения скорости вращения  $\omega$  и увеличения радиуса Земли. Они составили  $\Delta S = 10 \text{ км}^2$  в 1820—1827 гг.,  $17 \text{ км}^2$  в 1929—1845,  $2 \text{ км}^2$  в 1856—1858,  $7 \text{ км}^2$  в 1860—1864,  $27 \text{ км}^2$  в 1870—1881,  $29 \text{ км}^2$  в 1886—1901,  $2 \text{ км}^2$  в 1906—1909,  $2 \text{ км}^2$  в 1911—1914,  $9 \text{ км}^2$  в 1932—1942 и  $13 \text{ км}^2$  в 1954—1973 гг., а всего  $118 \text{ км}^2$ , т. е. в среднем за 160 лет  $0,74 \text{ км}^2$  в год. Кривая более сглаженная [77], чем использованная нами кривая, заимствованная из работ А. Стойко и Д. Л. Андерсона, приводит к оценке  $0,7 \text{ км}^2/\text{год}$ . В интервале 1865—1901 гг. темп нарастания  $S$  составил  $56 \text{ км}^2$  за 37 лет, т. е.  $1,5 \text{ км}^2/\text{год}$ .

Нетрудно убедиться, что эти значения того же порядка, что и скорость спрединга, т. е. нарастания поверхности коры в океанах. Она составляла, по И. Штейнеру и Л. А. Савостину,  $1,2 \text{ км}^2/\text{год}$  в середине мелового периода,  $1,8—4 \text{ км}^2/\text{год}$  в конце мела и палеоцене,  $2,2 \text{ км}^2/\text{год}$  в эоцене,  $1,8 \text{ км}^2/\text{год}$  в олигоцене и около  $3 \text{ км}^2/\text{год}$  за последние 10 млн лет. Аналогичным методом по изменениям скорости вращения Земли  $\omega$  можно грубо определить скорость горизонтального перемещения литосферных плит  $V = 2,6 \text{ см}/\text{год}$  [18]. Это величина того же порядка, что и скорость перемещения материков по палеомагнитным данным [57] или смещения блоков земной коры по современным сдвигам и надвигам, известная из геодезических измерений ( $1—10 \text{ см}/\text{год}$ ).

По-видимому, в фазы расширения Земли сжатие земной коры в рифтовых зонах несколько уменьшается. Здесь происходит раздвижение их бортов и внедрение тех дериватов мантии, из которых формируется океаническая кора. Так образуются характерные комплексы, состоящие из почти вертикальных даек. «В наиболее типичном виде комплекс параллельных даек — это дайка в дайке... Это свидетельствует о непрерывном, пульсирующем раскрытии одной и той же трещины» [43, с. 66]. В связи с небольшим ослаблением сжимающих напряжений в рифтовых зонах под ними на более глубоких уровнях также происходит перемещение, выдавливание снизу вверх наиболее нагретого и пластичного, наименее плотного материала в пределах самой мантии Земли.

В следующую затем фазу сжатия этот материал уже не перемещается обратно вниз. В результате поверхность земной коры  $S$  оказывается несколько большей, чем та величина  $S = 4\pi R^2$ , которая соответствует уменьшившимся размерам радиуса Земли  $R$ . Этот избыток поверхности компенсируется путем проталкивания краев литосферных плит в зонах субдукции. Поэтому здесь происходят землетрясения. Так объясняется корреляция их суммарной энергии  $E_s$  с нарастанием  $\omega$  и уменьшением  $R$ .

Даже не очень толстая ( $< 50 \text{ км}$ ), слабо охлажденная литосфера, недавно образовавшаяся в океанах, по-видимому, реагирует на частые, повторяющиеся через  $10—20$  лет, импульсы сжатия как достаточно жесткое тело, способное передавать тангенциальные напряжения очень далеко. Известно, что реологические параметры твердых тел сильно зависят от времени приложения сил. Поэтому уже на небольшом расстоянии от рифтов в океанической коре доминируют, как мы видели, такие горизонтальные сжимающие напряжения, как и на материках. Основной механике геодинамики, вероятно, работает в коре и в самых верхних слоях мантии. На это указывает тот факт, что почти вся энергия землетрясений на земном шаре освобождается на глубине от  $10$  до  $40 \text{ км}$ .

Таким образом, по нашим представлениям, кратоны вместе с их корнями, уходящими на  $300—400 \text{ км}$  в глубину, и с зональными при-

стройками, которые состоят главным образом из палеозойских складчатых поясов и платформ, дрейфуют под действием горизонтальных напряжений, вызванных знакопеременным изменением размеров Земли. Их продвижение в сторону геосинклинальных поясов, ярко выраженное, например, в дрейфе гондванских материковых глыб, облегчается тем, что в процессе субдукции океанической коры и надвигания на нее материкового массива происходит гравитационная дифференциация вещества в самой мантии. Положительные аномалии силы тяжести  $\Delta g_F$  в геосинклинально-складчатых поясах указывают на избыточное геостатическое давление в мантии, скупивание коровых масс. Материал мантии здесь погружается вниз. Одновременно базальтовая и андезитовая магмы, выплавленные из него, и гранитная магма, выплавленная из той океанической коры, которая была затянута в зоны субдукции, выдавливаются наверх. Эти выплавки образуют или наращивают гранитный слой континента.

Вследствие непрерывности сплошной среды (мантии) дрейф материков оказывается механическим следствием крупномасштабной псевдоконвекции, т. е. вынужденной конвекции. Она существенно отличается от тех простых конвекционных моделей, которые разрабатывались до сих пор для обоснования механизма тектоники литосферных плит.

### Литература

1. *Айтматов И. Т.* Напряженно-деформированное состояние скальных пород в мобильных горно-складчатых областях. В кн.: Закономерности строения земной коры Тянь-Шаня и его металлогения. Фрунзе: Илим, 1985, с. 67—72.
2. *Алейников А. Л., Боровиков В. Ф., Зубков А. В., Халевин Н. И.* Геодинамика Урала по данным натуральных и модельных исследований.— Геология и геофизика, 1977, № 2, с. 156—158.
3. *Андерсон Дон Л., Дзевонский А. М.* Сейсмическая томография.— В мире науки, 1984, № 12, с. 16—25.
4. *Артемов М. Е.* Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М.: Наука, 1966. 138 с.
5. *Артемов М. Е.* Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975. 216 с.
6. *Артюшков Е. В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.
7. *Балакина Л. М.* Землетрясения и тектоника окраин Тихого океана.— Природа, 1984, № 3, с. 27—33.
8. *Балакина Л. М., Введенская А. В., Голубева Н. В. и др.* Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. 192 с.
9. *Белостоцкий И. И.* Шарьжи как закономерный результат совместного действия нескольких взаимосвязанных механизмов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1985, т. 60, № 2, с. 3—18.
10. *Ботт М.* Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974. 376 с.
11. Внутреннее строение Земли/Ред. Гутенберг Б. М.: Изд-во иностр. лит., 1949. 418 с.
12. *Гайнанов А. Г.* Гравиметрические исследования земной коры океанов. М.: Изд-во МГУ, 1980. 240 с.
13. Гравитация и относительность/Ред. Цзю Х., Гоффман В. М.: Мир, 1965. 544 с.
14. *Исаев Е. Н., Ушаков С. А., Гайнанов А. Г.* Геофизические данные о закономерностях структуры коры в северной части Тихоокеанской переходной зоны.— В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М.: Наука, 1972, с. 69—83.
15. *Кропоткин П. Н.* Механизм движений земной коры.— Геотектоника, 1967, № 5, с. 25—40.
16. *Кропоткин П. Н.* Возможная роль космических факторов в геотектонике.— Геотектоника, 1970, № 2, с. 30—46.
17. *Кропоткин П. Н.* Новая геодинамическая модель.— Докл. АН СССР, 1983, т. 272, № 3, с. 575—578.
18. *Кропоткин П. Н.* Новая геодинамическая модель образования структур в земной коре.— В сб.: Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. М.: Наука, 1985, с. 9—29.
19. *Кропоткин П. Н., Ларионов Л. В.* Современное напряженное состояние земной коры и механизм возникновения зон растяжения и рифтов на фоне глобального сжатия.— В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977, с. 19—25.
20. *Крылов С. В., Мишенькин Б. П.* Глубинная структура Байкальского региона по сейсмическим данным.— В кн.: 27-й Междунар. геол. конгресс. Доклады. Т. 8 (Геофизика). М.: Наука, 1984, с. 53—56.
21. *Кузнецов М. В.* Расчет векового замедления вращения Земли по современным котидальным картам.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 12, с. 3—11.
22. *Ларионов Л. В.* Оценка величины тектонических напряжений в зонах надвига.— Геотектоника, 1975, № 3 с. 105—108.
23. *Люстих Е. Н.* Проблема энергетического баланса Земли в геотектонических гипотезах.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1951, № 3, с. 1—8.

24. *Магницкий В. А., Артюшков Е. В.* Некоторые вопросы динамики Земли.— В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 487—525.
25. *Марков Г. А.* О распространении горизонтальных тектонических напряжений вблизи поверхности в зонах поднятий земной коры.— Инж. геология, 1980, № 1, с. 20—30.
26. *Милановский Е. Е.* Пульсационная гипотеза геотектоники, ее становление и значение для понимания закономерностей развития Земли.— В кн.: Научное наследие М. А. Усова и его развитие (Очерки по истории геологических знаний, вып. 23). Новосибирск: Наука, 1984, с. 107—142.
27. *Мишарина Л. А., Солоненко Н. В.* Механизм очагов землетрясений и напряженное состояние земной коры в Байкальской рифтовой зоне.— В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 120—125.
28. *Мюллер Л.* Инженерная геология. Механика скальных массивов. М.: Мир, 1971. 255 с.
29. Напряженное состояние земной коры (по измерениям в массивах горных пород) / Ред. Кропоткин П. Н. М.: Наука, 1973. 188 с.
30. *Николаев Н. И.* Тектонические и тектонофизические условия возникновения землетрясений, связанных с деятельностью человека.— Изв. СССР. Сер. Физика Земли, 1976, № 10, с. 33—37.
31. *Николаев П. Н.* К вопросу о механизме деформации земной коры и верхней мантии.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, № 1, с. 26—43.
32. Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974. 472 с.
33. *Обручев В. А.* Пульсационная гипотеза геотектоники.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, № 2, с. 2—30.
34. Океанология. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика/Ред. Сорохтин О. Г. М.: Наука, 1979. 416 с.
35. *Пейве А. В., Руженцев С. В., Трифонов В. Г.* Тектоническая расслоенность и задачи изучения литосферы континентов.— Геотектоника, 1983, № 1, с. 3—13.
36. Поля напряжений и деформаций в литосфере/Ред. Григорьев А. С., Осокина Д. Н. М.: Наука, 1979. 256 с.
37. *Пономарев В. С.* Парадокс релаксации напряжений в горных породах.— Природа, 1985, № 5, с. 53—61.
38. Проблемы глобальной тектоники/Ред. Смирнов В. И. М.: Наука, 1973. 100 с.
39. Проблемы расширения и пульсаций Земли/Ред. Кропоткин П. Н., Милановский Е. Е. М.: Наука, 1984. 192 с.
40. *Ружич В. В., Шерман С. И., Тарасевич С. И.* Новые данные о надвигах в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны.— Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 4, с. 920—923.
41. *Смирнов Я. Б.* Тепловая энергия Земли и ее геологические проявления.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 2, с. 325—328.
42. *Сорохтин О. Г.* Строение активных переходных зон от океанов к континентам и их роль в образовании континентальной земной коры.— В кн.: Развитие идей Г. А. Гамбурцева в геофизике. М.: Наука, 1982, с. 226—248.
43. Тектоническая расслоенность литосферы/Ред. Пейве А. В. М.: Наука, 1980. 216 с.
44. *Ушаков С. А., Исаев Е. Н., Красс М. Т.* Динамика литосферы в области перехода от континентов к Тихому океану.— Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1968, № 3, с. 27—37.
45. *Шукин Ю. К., Зайченко В. Ю., Ерхов В. А.* Глубинные исследования литосферы Земли. Региональная, разведочная и промысловая геофизика, обзорная информация. ВИЭМС Мин-во геол. СССР, 1983. 88 с.
46. *Adams J.* Stress-relief buckles in the McFarland quarry, Ottawa.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1982, v. 19, № 10, p. 1883—1887.
47. *Anderson Don L.* Earthquakes and the rotation of the Earth.— *Science*, 1974, v. 186, № 4158, p. 49—50.
48. *Anderson Don L.* The Earth as a planet: paradigms and paradoxes.— *Science*, 1984, v. 223, № 4634, p. 347—355.
49. *Assumpcao M., Suarez G., Veloso J. A.* Fault plane solutions of intraplate earthquakes in Brazil: some constraints on the regional stress field.— *Tectonophysics*, 1985, v. 113, № 3—4, p. 283—293.
50. *Bell J. S., Gough D. I.* Intraplate stress orientations from Alberta oil-wells.— In: Evolution of the Earth/Eds O'Connell R. J., Fyfe W. S. Geodynamics Series, v. 5 (Amer. Geoph. Union), 1981, p. 86—104.
51. *Benioff H.* Seismic evidence for crustal structure and tectonic activity.— *Geol. Soc. Amer., Spec. Papers*, 1955, № 62, p. 61—73.
52. *Bucher W. H.* Deformation of the Earth crust.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1939, v. 50, № 3, p. 421—432.
53. *Creager K. C., Jordan T. H.* Slab penetration into the lower mantle.— *J. Geophys. Res.*, Ser. B, 1984, v. 89, № 5, p. 3031—3049.
54. *Dorbath C., Dorbath L., Le Page A., Gaulon R.* The West-African craton margin in eastern Senegal: a seismological study.— *Ann. Geophys.*, 1983, v. 1, № 1, p. 25—36.
55. *Eguchi T.* Tectonic stress field in East Eurasia.— *Phys. Earth and Planet. Interiors*, 1983, v. 33, № 4, p. 318—327.
56. *Fukao Y., Yamaoka K.* Stress estimate for the highest mountain system in Japan.— *Tectonophysics*, 1983, v. 2, № 5, p. 453—471.
57. *Gordon R. G., McWilliams M. O., Cox A.* Pre-Tertiary velocities of the continents:

- A lower bound from paleomagnetic data.— *J. Geophys. Res. Ser. B*, 1979, v. 84, № 10, p. 5480—5486.
58. *Gough D. I., Fordjor C. K., Bell J. S.* A stress province boundary and tractions on the North American plate.— *Nature*, 1983, v. 305, № 5935, p. 619—621.
  59. *Gries R.* Oil and gas prospecting beneath Precambrian of foreland thrust plates in Rocky Mountains.— *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1983, v. 67, № 1, p. 1—28.
  60. *Hashimoto M.* Numerical modelling of the three-dimensional stress field in South-western Japan.— *Tectonophysics*, 1982, v. 84, № 2—4, p. 247—266.
  61. *Hast N.* The state of stress in the upper part of the Earth's crust.— *Tectonophysics*, 1969, v. 8, № 3, p. 169—211.
  62. *Hast N.* The state of stress in the upper part of the Earth's crust as determined by measurements of absolute rock stress.— *Naturwissenschaften*, 1974, B. 61, № 11, p. 468—475.
  63. *Jeffreys H.* Tidal friction, the core, mountain and continent formation.— *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1982, v. 71, № 3, p. 555—566.
  64. *Jordan T.* Composition and development of the continental tectosphere.— *Nature*, 1978, v. 274, № 5671, p. 544—548.
  65. *Jordan T.* The deep structure of the continents.— *Scientific Amer.*, 1979, № 1, p. 70—82, 136.
  66. *Kanamori H.* The energy release in great earthquakes.— *J. Geophys. Res.*, 1977, v. 82, № 20, p. 2981—2987.
  67. *Kropotkin P. N.* The state of stress in the Earth's crust as based on measurements in mines and on geophysical data.— *Phys. Earth and Planet. Interiors*, 1972, v. 6, № 4, p. 214—218.
  68. *Le Mouel J. L., Madden T. R., Ducruix J., Courtillot V.* Decade fluctuations in geomagnetic westward drift and Earth rotation.— *Nature*, 1981, v. 290, № 5809, p. 763—765.
  69. *Li Bjorn.* Natural stress-value obtained in different parts of the Fennoscandian rock masses. *Proceed. 2-d Congress of Internat. Soc. Rock Mechanics*, Beograd, 21—26 Sept., 1970, V. 1, Beograd, Jugoslavia, 1970, p. 1—28.
  70. *Litwall R. C.* Seismicity of the oceanic rifts. *Continental and Oceanic Rifts.*— *Amer. Geophys. Union. Geodynam. ser.*, 1982, v. 8, p. 63—80.
  71. *Li Ziqiang, Cao Xinling, Chen Jiageng et al.* Some considerations on the recent tectonic stress field of China.— *Tectonophysics*, 1985, v. 117, № 1—2, p. 161—176.
  72. *Lytleton R. A.* Tidal-friction theory of the Earth—Moon system.— *The Moon and the Planets*, 1980, v. 22, № 1, p. 13—23.
  73. *McGarr A., Gay N. C.* State of stress in the Earth's crust.— *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1978, v. 6, p. 405—436.
  74. *Mechanisms of continental drift and plate tectonics/Eds Davies P. A., Runcorn S. K.* London—New York: Acad. Press, 1980, VII+362 p.
  75. *Mendiguren J. A., Richter F. M.* On the origin of compressional intraplate stresses in South America.— *Phys. Earth and Planet Interiors*, 1978, v. 16, № 4, p. 318—326.
  76. *Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision.— *Science*, 1975, v. 189, N 4201, p. 419—426.
  77. *Morrison L.* Re-determination of the decade fluctuations in the rotation of the Earth in the period 1861—1978.— *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1979, v. 58, № 2, p. 349—360.
  78. *Near-surface in situ stress/Ed. Sbar M.*— *J. Geophys. Res. Ser. B*, 1984, v. 89, № 11, p. 9323—9370.
  79. *Newmark R. L., Zoback M. D., Anderson R. N.* Orientation of in situ stresses in the oceanic crust.— *Nature*, 1984, v. 311, p. 5985, p. 424—428.
  80. *Okal E. A., Talandier J., Sverdrup K. A., Jordan T. H.* Seismicity and tectonic stress in the south-central Pacific.— *J. Geophys. Res. Ser. B*, 1980, v. 85, № 11, p. 6479—6495.
  81. *Press F., Briggs P.* Chandler wobble, earthquakes, rotation and geomagnetic changes.— *Nature*, 1975, v. 256, № 5515, p. 270—273.
  82. *Ranalli G., Chandler T. E.* The stress field in the upper crust as determined from in situ measurements.— *Geol. Rundschau*, 1975, B. 64, № 2, p. 653—674.
  83. *Richardson R. M., Solomon S. S., Sleep N. H.* Tectonic stress in the plates.— *Rev. Geophys. and Space Physics*, 1979, v. 17, № 15, p. 981—1019.
  84. *Rock Mechanics*, Suppl. 9. Springer-Verlag, 1980, p. 1—217.
  85. *Schäfer K.* Recent thrusting in the Appalachians.— *Nature*, 1979, v. 280, № 5719, p. 223—226.
  86. *Schäfer K.* In situ strain measurements in Iceland. *Mobile Earth. Internat. Geodynam. Project. Final Report of Feder. Rep. of Germany.* H. Boldt Verlag, Boppard, 1980, p. 42—43.
  87. *Scheidegger A. E., Padale J. G.* A geodynamic study of peninsular India.— *Rock Mechanics*, 1982, v. 15, № 4, p. 209—241.
  88. *Schneider M., Reigber Ch., Wilson P.* Activities of the Sonderforschungsbereich 78 «Satelliten-Geodäsie», relevant to geodynamics. *Mobile Earth. Internat. Geodynam. Project, Final Report of Feder. Rep. of Germany.* H. Boldt Verlag, Boppard, 1980, p. 266—272.
  89. *Stoyko N.* Sur les relations entre la variation de la rotation, l'oscillation libre et les tremblements de Terre.— *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris*, 1952, t. 234, N 26, p. 2550—2552.

90. *Turchaninov I. A., Markov G. A., Gzovsky M. V. et al.* State of stress in the upper part of the Earth's crust based on direct measurements in mines and on tectonophysical and seismological studies.—*Phys. Earth and Planet. Interiors*, 1972, v. 6, № 4, p. 229—234.
91. *Voight B., Taylor J. W., Voight J. P.* Tectonophysical implications of rock stress determinations.—*Geol. Rundschau*, 1969, B. 58, № 3, p. 655—676.
92. *Watznauer A.* Über die Möglichkeit des Auftretens einer tektonischen Komponente im Gebirgsdruck. Internat. Gebirgsdrucktagung. Leipzig, 1958. Berlin: Akademie-Verlag, 1958, p. 126—133.
93. *Webster W. J.* On the rigidity of the North American plate.—*Tectonophysics*, 1982, v. 84, № 2—4, T1—T6.
94. *Wesnowsky S. G., Scholz Ch. H.* The craton: its effect on the distribution of seismicity and stress in North America.—*Earth and Planet. Sci. Letters*, 1980, v. 48, № 2, p. 348—355.
95. *Wiens D. A., Stein S.* Intraplate seismicity and stresses in young oceanic lithosphere.—*J. Geophys. Res. Ser. B*, 1984, v. 89, № 13, p. 11442—11464.
96. *Woodhouse J. H., Dziewonski A. M.* Mapping the upper mantle: Three-dimensional modeling of Earth structure by inversion of seismic waveforms.—*J. Geophys. Res. Ser. B*, 1984, v. 89, № 7, p. 5953—5986.
97. *Zhang Buchun, Jia Sanfa, Wang Tonghe, Zheng Binghua.* Intraplate seismotectonic features of North China.—*Tectonophysics*, 1985, v. 117, № 1—2, p. 177—191.
98. *Zoback M. L., Zoback M.* State of stress in the conterminous United States.—*J. Geophys. Res. Ser. B*, 1980, v. 85, № 11, p. 6113—6156.

Геологический институт  
АН СССР

Поступила в редакцию  
26.XII.1985

УДК 551.248+551.24.01

ТРИФОНОВ В. Г.

**НЕОТЕКТОНИКА И СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ  
КОНЦЕПЦИИ**

Неотектонические данные свидетельствуют о преобладании горизонтальных смещений в земной коре; о тектоническом расслоении литосферы на пластины и блоки с разным стилем нарушений, разделенные зонами высокоградиентных движений; о деформируемости литосферы в широких подвижных поясах. Согласно этим данным, источником деформаций земной коры являются движения в мантии, которые отражаются в верхней части коры опосредованно и не полностью и направлены в целом от океанических рифтовых систем и континентам, представляющим областями скучивания литосферы. В результате таких движений на активных окраинах и внутри континентов образуются орогенические пояса с дифференцированными по глубинам тектоническими деформациями и нарушениями и преобладающими сдвиговыми смещениями в верхнекоровом слое.

**ВВЕДЕНИЕ**

Важная роль неотектоники в современной геологической науке определяется двумя обстоятельствами. Во-первых, проявления на земной поверхности тектонических движений новейшего (неоген-четвертичного) этапа и особенно его последней стадии — голоцена могут быть изучены, измерены и датированы гораздо точнее, чем подобные проявления геологического прошлого, и в отличие от них не искажены последующими процессами. Во-вторых, сейсмичность и геофизические поля позволяют сопоставить неотектонику земной поверхности с современным строением и преобразованием недр и построить объемную модель тектонического развития литосферы. Поэтому неотектоника служит экспериментальной базой для создания и проверки многих положений современных тектонических концепций.

Сейсмологические и неотектонические данные о глубинном строении, о кинематике активных зон, а также палеомагнитная характеристика и корреляция разрезов новейших отложений сыграли важную роль в становлении концепции тектоники литосферных плит, занявшей ведущее место в современной геологической науке. Основные положения тектоники плит сформулировали в 1965—1970 годах Дж. Уилсон, В. Морган, Кс. Ле Пишон, Дж. Дьюи и Дж. Берд, У. Диккинсон, Б. А. Айзекс и др. [16]. Они опирались на представления о дрейфе континентов и связи с ним деформаций земной коры, развивавшиеся Ф. Тейлором, А. Вегенером, Э. Арганом, А. Холмсом и дополненные выводами Г. Хесса и Р. Дица о спрединге — разрастании океанической коры в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов и ее субдукции — поглощении в областях островных дуг и активных континентальных окраин. Решающим доказательством спрединга явилась интерпретация Ф. Вайном и Д. Мэтьюзом полосовых магнитных аномалий в океанах.

Согласно концепции тектоники плит, литосфера, охватывающая как земную кору, так и верхи мантии, состоит из нескольких жестких недеформируемых плит, которые движутся по верхнемантийному слою пониженной вязкости — астеносфере, раздвигаясь в одних местах и сближаясь в других. В зонах раздвигания происходит наращивание литосферы, и в частности океанической коры, а в зонах сближения плит одна из них пододвигается под другую и погружается в мантию, что сопровождается деформацией краев плит, их магматическим и метаморфическим преобразованием, приводящими к формированию складчато-

го пояса. Кровля погружающейся плиты отмечается глубинной сейсмофокальной зоной, с расположением и наклоном которой связано закономерное изменение состава и металлогенической специализации извергаемых пород вкрест простирания островной дуги или активной континентальной окраины, а также формирование парных — низкотемпературного высокobarического и высокотемпературного метаморфических поясов. Движение плит отражает конвекцию мантийного или по крайней мере верхнемантийного вещества Земли.

Таким образом, концепция тектоники плит сложилась в целостное учение, объясняющее с единых позиций большое количество известных фактов и, что особенно важно, сплотившее усилия геологов, геофизиков, геохимиков и петрологов для решения общих задач, заметно повысив тем самым эффективность их исследований.

Вместе с тем за 15—20 лет, истекшие со времени, когда были сформулированы основные положения тектоники литосферных плит, появились новые факты, заставляющие изменить или дополнить некоторые из этих положений. В предлагаемой статье они рассматриваются в сопоставлении с неотектоническими данными. Одно из таких положений — вертикальная однородность плит в отношении латеральных перемещений и деформаций.

### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ

Еще в 1967 г., т. е. одновременно со становлением концепции тектоники плит, А. В. Пейве показал возможность дифференцированных латеральных перемещений отдельных слоев литосферы — ее тектоническую расслоенность [18]. Развивая это предположение, А. В. Пейве писал: «Можно сделать заключение, что материал отдельных частей тектоносферы в латеральном направлении перемещается дифференцированно, т. е. с разной скоростью. И если считать, что главной зоной тектонического течения и перемещения материала является астеносферный слой верхней мантии, то не с меньшим основанием можно признать также большую роль дифференцированных латеральных перемещений масс как по основанию коры, так и внутри нее» [19, с. 7].

Эта идея получила подтверждение при изучении тектонических покровов, возникших, как удалось доказать, в результате отслоения и латерального перемещения горных масс на разных уровнях земной коры и верхов мантии [21, 27]. Движение и скупивание отслоенных пластин играет решающую роль в аккреции континентальной коры [20]. Однако изучение офиолитовых комплексов показало, что тектоническое расслоение проявлялось в них и раньше аккреции континентальной коры — на стадии спрединга океанической литосферы или образования краевых морей. На это указывает резкая структурная дисгармония мантийной дунит-гарцбургитовой ассоциации и вышележащего разреза, а также габброидов по отношению к дайковому комплексу и базальтам [27].

Подобно тому как в становлении концепции тектоники плит большое значение имели результаты неотектонических и сейсмологических исследований, эти исследования внесли вклад и в развитие представлений о тектонической расслоенности литосферы. Важнейший инструмент изучения тектонической расслоенности — выявление различий между новейшими, т. е. одновременно формирующимися структурными планами на разных уровнях земной коры и верхов мантии [5, 10, 11, 28, 30]. Для изучения такой дисгармонии использовался комплекс аэрокосмических, геологических, структурно-геоморфологических и геофизических данных. Наиболее ярко структурно-динамическая дисгармония между слоями земной коры выражена в Памиро-Гималайском регионе. Но проявления ее обнаружены и во многих других горных сооружениях Альпийско-Азиатского и Краинно-Тихоокеанского новейших подвижных поясов, причем не только в структурах сжатия, но и в зонах дивергентной тектоники, иногда сочетающейся с растяжением.

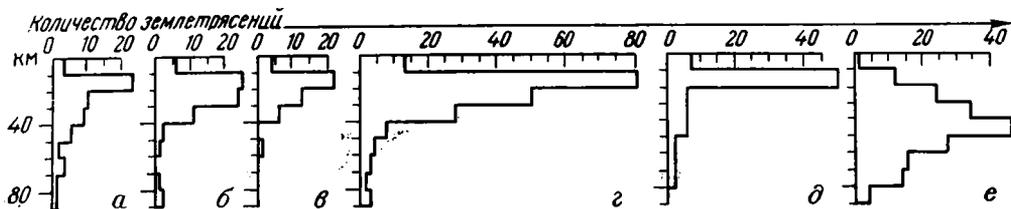


Рис. 1. Гистограммы распределения по глубинам до 90 км гипоцентров землетрясений СССР и сопредельных территорий с магнитудами не менее 6: а — Ближний и Средний Восток, Кавказ, Копетдаг; б — Памир, Гиндукуш, Тянь-Шань; в — Алтае-Саянская область, Байкал, Забайкалье, Монголия и соседние районы Китая; г — континентальная часть СССР и приграничные зарубежные территории в целом; д — Камчатка; е — Курилы и Северная Япония [17]

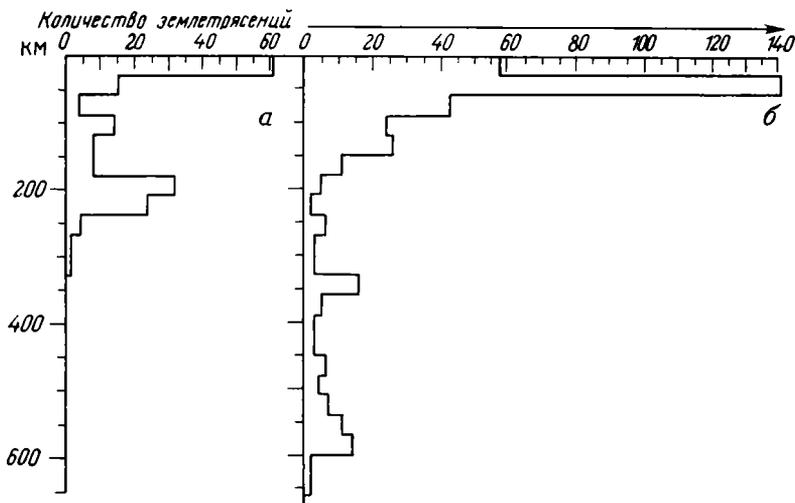


Рис. 2. Гистограммы распределения по глубинам гипоцентров землетрясений с магнитудами не менее 6: а — Памир, Гиндукуш, Тянь-Шань; б — Курилы, Северная Япония, Охотское и Японское моря [17]

Доказательства дисгармонии новейших структур разных уровней земной коры дополняются данными о коровых волноводах и субгоризонтальных сейсмофокальных зонах. Показательна общая особенность распределения гипоцентров сильных мелкофокусных землетрясений: ниже 20—30 км их количество резко уменьшается (рис. 1). Эта особенность характерна для всех внутриконтинентальных и окраинно-континентальных активных зон, а также островных дуг с развитым гранитно-метаморфическим слоем, но пропадает в тех островных дугах, где последний развит слабо или отсутствует. Очевидно, нижняя часть именно континентальной коры наиболее отличается по деформационным свойствам от ее более высоких горизонтов.

Что же касается верхней мантии, то сведения о ее тектоническом расслоении ограничиваются областями промежуточных и глубокофокусных землетрясений. В общем виде на него указывает вертикальная неоднородность в распределении гипоцентров землетрясений (рис. 2). Для Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоны на основе анализа графиков повторяемости землетрясений Г. А. Востриков [32] выявил изменения напряженного состояния, эффективной сейсмической вязкости и скорости сейсмических деформаций на разных уровнях верхней мантии. Попытка воспроизвести объемную картину распределения продольных сейсмических волн, предпринятая А. В. Николаевым и И. А. Саниной [13] для Памиро-Гиндукушского региона, также показала значительные вертикальные и латеральные неоднородности. Вероятно, тектоническое расслоение и дифференцированные по глубинам тектонические перемещения и деформации, обнаруженные в земной

коре современных подвижных поясов, свойственны в такой же, если не в большей мере, их мантийным горизонтам.

Пока немногочисленны данные, свидетельствующие о возможном тектоническом расслоении океанических активных зон. На это указывают несогласия современных структурных планов, выявленные в трансформных зонах севера и юга Исландии и некоторых участков Срединно-Атлантического хребта [30], волноводы в низах коры, обнаруженные в этом хребте севернее Азорских островов, на востоке Тихого океана и в других местах, а также пологие поверхности отражения сейсмических волн, установленные в третьем океаническом слое Срединно-Атлантического хребта на  $20^\circ$  с. ш. и прослеженные вкrest его простираения на 200 км [24].

Таким образом, проявления современного тектонического расслоения и дифференцированных перемещений на разных уровнях земной коры обнаружены в пределах континентальных, приокеанических и некоторых внутриокеанических активных поясов. Есть основания полагать, что эти явления свойственны не только коре, но и верхней мантии активных областей. Земная кора и верхняя мантия оказываются нарушенными не только вертикальными и наклонными, но и субгоризонтальными зонами контрастных тектонических движений — астенослоями и астенолинзами, разделяющими более прочные пластины и блоки с различным стилем деформаций. В связи с этим граница литосферы и астеносферы в верхней мантии представляется весьма условной.

Нет решающих доказательств того, что современная тектоническая расслоенность литосферы продолжается за пределы активных поясов. Анализ данных глубинного сейсмического зондирования территории СССР позволил Н. И. Павленковой [25] выделить коровые волноводы практически во всех типах континентальных структур: древних щитах, фанерозойских складчатых областях разного возраста, древних и молодых платформах. Коровый волновод в Южных Альпах перекрыт пластиной со скоростями продольных волн  $7,2-7,38$  км/с, которая, погружаясь на юго-восток, смыкается с мантией (скорость  $8,3$  км/с). Немногочисленные обнажения мантийной пластины в зоне Ивреа — Вербано представлены лерцолитами. В данном случае достаточно очевидно, что инверсия скоростей связана с надвиганием мантийной пластины и залегающего на ней разреза Южных Альп на Пеннинскую и Восточно-Альпийскую зоны [21].

Новые данные о природе коровых волноводов дало непрерывное сейсмопрофилирование методом отраженных волн. Изучение этим методом разломов кристаллического фундамента Украинского щита показало систематическое изменение их наклонов от крутых у самой земной поверхности через средние ( $30-35^\circ$ ) на глубинах от 2 до 15 км до пологих и почти горизонтальных на уровне кровли корового волновода [33].

Данные по Кольской сверхглубокой скважине [6] позволяют связывать уменьшение плотности пород и скоростей сейсмических волн на глубине 4,5 км (признаки корового волновода) не с изменением первичного состава пород, а с увеличением расщелачивания при переходе от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма; возрастание трещиноватости обуславливает повышенную обводненность.

Приведенные факты указывают на тектоническую, дислокационную природу слоя пониженных скоростей в земной коре. Согласно представлениям В. Н. Николаевского и С. И. Шермана [14, 34], достаточно мощная земная кора, подвергающаяся воздействию тангенциальных тектонических напряжений, реагирует на них дифференцированно в зависимости от литостатического давления, т. е. глубины. Если в верхне-коровом слое развиваются сколовые нарушения, то в более глубоких горизонтах развиваются многочисленные мелкие трещины, переходящие ниже в милонитизацию и бластез. На промежуточной глубине объемное разрушение приводит к разуплотнению пород, регистрируемому понижением скоростей сейсмических волн [15]. Таким образом,

расслоение коры с возникновением дислокационного волновода является закономерным результатом приложения к ней тангенциальных тектонических усилий. Перемещение горных масс вдоль волновода по субгоризонтальным разрывам и трещинам облегчается его повышенной обводненностью. В более низких горизонтах коры преобладают квази-пластические деформации. При наличии вертикальной вещественной неоднородности коры картина дислокационного расслоения усложняется.

Описанное расслоение коры вне активных областей обусловлено древними тектоническими процессами, но оно создает потенциальную возможность для дифференциации по глубинам и новейших латеральных перемещений. Поэтому рассчитанные в тектонике литосферных плит направления и скорости их относительных новейших перемещений характеризуют лишь коровые, а в областях с достаточно мощной корой — лишь верхнекоровые пластины литосферы, но могут отличаться от направлений и скоростей движения более глубоких литосферных масс.

### ДЕФОРМИРУЕМОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ

Второе важное положение тектоники плит — их жесткость и пренебрежимо малая деформируемость. На рис. 3 представлены крупнейшие разломы Срединной Азии, активные в голоцене. Подтверждаются ранее сделанные выводы о преобладании амплитуд горизонтальных смещений над вертикальными, и в частности о сближении горных масс Аравии и Индостано-Памира с более северными районами Евразии. На это указывают левые сдвиги на западных и северо-западных флангах Аравии и Индостано-Памира и правые сдвиги на их северо-восточных флангах. Субширотные сдвиги Северной Анатолии, Ирана, Афганистана и Таджикской депрессии, Тибета, Куньлуна и Алтынтага отражают процессы отжимания горных масс в стороны от движущихся к северу Аравийских и Индостано-Памирских литопластин [29, 30, 38]. Вместе с тем выясняются два новых обстоятельства.

Во-первых, проявления относительных перемещений крупных литопластин охватывают подвижные пояса шириной в сотни километров. Следовательно, краевые части сближающихся плит испытывают значительные деформации и внутренние смещения. Памиро-Гималайская краевая область голоценовых деформаций соизмерима с относительно слабо деформированной частью Индостанского субконтинента. Восточнее подвижный пояс становится все шире. Кинематику многочисленных разнонаправленных активных разломов, сочетающихся со складчатыми деформациями чехла и фундамента, правильнее рассматривать не как результат взаимодействия жестких плит и микроплит, а как проявление деформации литопластин.

Во-вторых, среди активных разломов Азии преобладают сдвиги. Большинство разломов простирается вдоль границы хребтов и соседних впадин. Очевидно, и это подтвердили полевые исследования, по разломам происходят вертикальные движения, поддерживающие относительный рост гор. Но многие из таких пограничных разломов имеют сдвиговую компоненту голоценовых смещений, которая соизмерима, а чаще больше одновозрастной ей вертикальной компоненты. Рассчитанные скорости позднечетвертичных сдвиговых перемещений измеряются миллиметрами, а порою превосходят сантиметр в год (таблица). Продольные сдвиги играют, таким образом, гораздо большую кинематическую роль, чем им отводилась прежде, что, возможно, связано с энергетической экономностью сдвиговых перемещений, при которых не преодолевается сила тяжести.

По сравнению с областями распространения сдвигов площади, отличающиеся, с одной стороны, преимущественно складчато-надвиговыми голоценовыми нарушениями (типа Внешней зоны Памира или Гималаев), а с другой — сбросораздвиговыми (типа Байкала или грабена Шаньси), невелики. Любопытна и еще одна особенность: вертикаль-

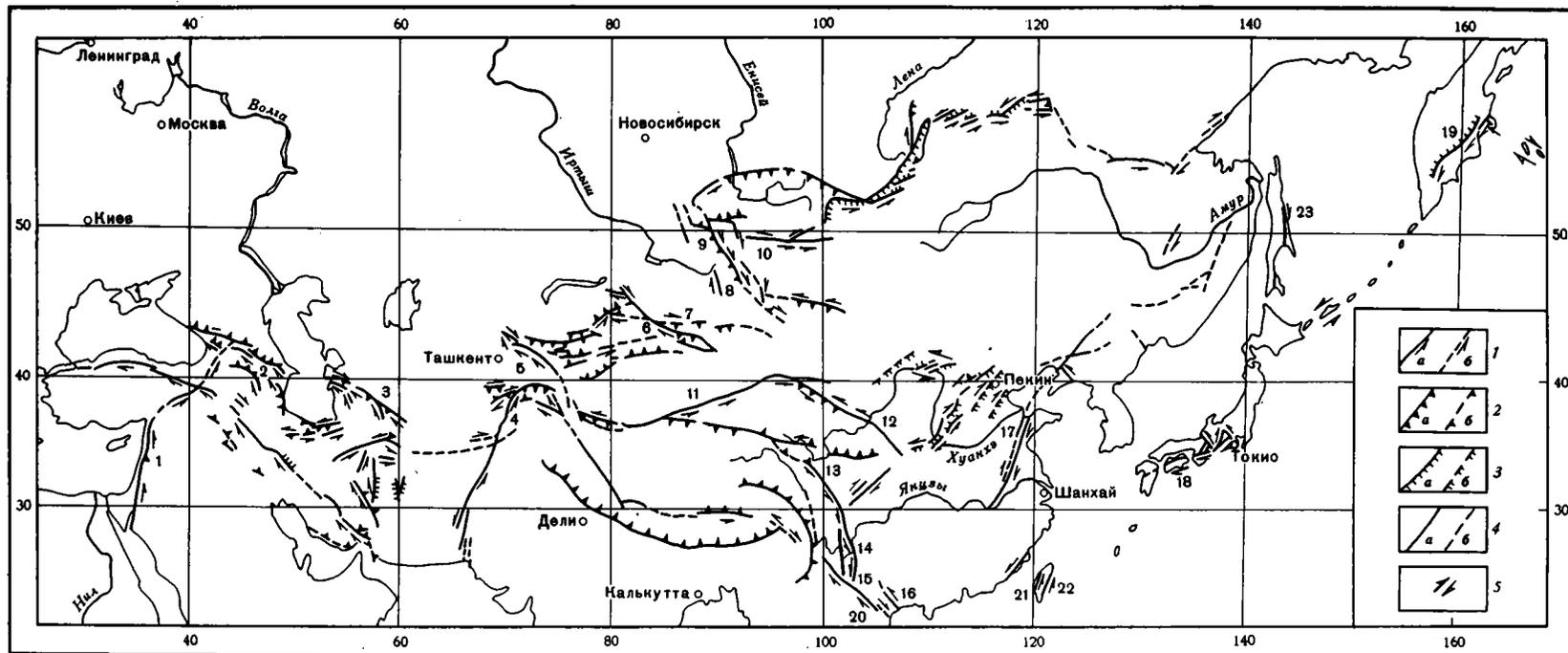


Рис. 3. Разломы Азии между 20 и 60° с. ш., активные в голоцене; составил В. Г. Трифонов по опубликованным данным К. Р. Аллена, М. Берберяна, Н. У. Веллмана, Дин Гуй-ю, А. И. Кожурина, К. Г. Левин, Н. В. Лукиной, В. И. Макарова, А. А. Никонова, Н. Н. Павони, К. Хузита, С. И. Шермана, С. С. Шульца мл. и личным наблюдениям

1—4 — активные разломы (а — достоверные, б — предполагаемые): 1 — сдвиги, 2 — надвиги и взбросы, 3 — сбросы, 4 — с невыясненным направлением смещений; 5 — зоны сдвиговых деформаций. Цифры на карте — активные разломы: 1 — Левантский, 2 — Кобыстанский, 3 — Главный Копетдагский, 4 — Дарваз-Алайский, 5 — Таласо-Ферганский, 6 — Джунгарский, 7 — Северо-Тянь-Шанский, 8 — Эртайский, 9 — Кобдинский, 10 — Хангайский, 11 — Алтынтагский, 12 — Наньюшанский, 13 — Ксяншуй, 14 — реки Зему, 15 — Ксяочан, 16 — Каобанг-Лангшон, 17 — Танлу, 18 — Срединная линия Японии, 19 — Восточный фас Центрально-Камчатской депрессии, 20 — Красной реки, 21 — Западно-Тайванский, 22 — Восточно-Тайванский, 23 — Восточно-Сахалинский

Скорости сдвиговых перемещений по активным разломам Азии, мм/год

Номер на рис. 3	Название разлома	Левый (Л) или правый (П)	Инструментальные данные	Геолого-геоморфологические данные		Источник
				за поздний голоцен	за позднечетвертичное время	
1	Левантский (Мертвое море/СВ Сирия)	Л		7,5/5		[40]/данные В. Г. Трифонова
2	Кобыстанский	П			1	[30]
3	Главный Копетдагский	П			2	[30]
4	Дарваз-Алтайский	Л		20	10—15	[30]
5	Таласо-Ферганский	П		5—7	7—8	Данные В. Г. Трифонова и С. Ф. Скобелева
6	Джунгарский	П			9—18	[36]
7	Северо-Тянь-Шанский	П	9			[36]
8	Эртайский	П			13—17	[36]
9	Кобдинский	П		5—6		[31]
10	Хангайский	Л		9		[31]
11	Алтынтагский	Л	2		6—7	[36]
12	Наньюшанский	Л			18	[36]
13	Ксяншуй	Л	10		3—9	[36]
14	Реки Зему	Л			9	[36]
15	Ксяочан	Л		5—6		[36]
16	Каобанг-Лангшон	Л			5—10	Данные В. И. Макарова и А. И. Кожурина
17	Танлу	П	0,6		2	[36]
18	Срединная линия Японии	П			5—10	[42]
19	Восточный фас Центрально-Камчатской депрессии	П			13—15	Данные А. И. Кожурина
20	Красной реки	П			5—10	Данные В. И. Макарова и А. И. Кожурина
21	Западно-Тайванский	Л	6			[36]
22	Восточно-Тайванский	Л	12		≥5	[5, 36]

ная компонента смещений по большинству сдвигов Азии оказывается взбросовой независимо от простираения сдвигов. Сбросовой она является лишь в приморских районах востока Азии, в Байкальской рифтовой системе, в районе Лутского массива Ирана и в некоторых других местах. Иначе говоря, большая часть внутриконтинентальных активных зон развивается в обстановке сжатия.

Выделяются пояса преимущественного распространения левых или правых сдвигов. Так, разломы с правосдвиговой компонентой смещений играют важную роль в структуре Северного Тянь-Шаня, Джунгарии, Монгольского Алтая. Другой пояс правых сдвигов протягивается от Восточного Китая (разлом Танлу) до Камчатки (Восточный фас Центрально-Камчатской депрессии). Между этими двумя поясами расположены пояса левых сдвигов Прибайкалья и Станового нагорья, Монголии, Китая. Простираения сдвигов в пределах поясов существенно варьируют. У правых сдвигов западного пояса они изменяются от запад — северо-западного, почти широтного на южном краю Джунгарской впадины, до север — северо-западного в Монгольском Алтае. Еще более изменчивы простираения в поясе левых сдвигов Южного Китая: от восток — северо-восточного у Алтынтагского разлома до север — северо-западного у разломов Ксяншуй и Ксяочан.

Преимущественно сдвиговой характер голоценовых смещений присущ не только внутриконтинентальным подвижным поясам. На активных окраинах и в островных дугах Тихого океана продольные разломы также имеют нередко сдвиговую компоненту смещений, превосходящую

сбросовую или надвиговую компоненту [5]. Правосдвиговые голоценовые смещения характерны для Восточного фаса Центрально-Камчатской депрессии, Восточно-Сахалинского разлома, Срединной линии и разлома желоба Сагами Японии, Альпийского разлома Новой Зеландии, Атакамского разлома Анд, разлома Сан-Андреас на западе Северной Америки, разломов Аляски и Западных Алеут. Продольные голоценовые сдвиги установлены на Тайване и Филиппинах. Перечисленные области имеют развитую континентальную кору, реже кору переходного типа. Там, где островная дуга имеет кору, близкую к океанической, сдвиговая компонента движений по продольным разломам уменьшается, сдвиги сменяются структурами пододвигания океанических масс под островную дугу или, в областях вулканизма, продольными структурами растяжения. Характерный пример — дуга Тонга—Кермадек на продолжении Альпийского сдвига Новой Зеландии. Вероятно, сдвиговый характер перемещений наиболее характерен для верхней части континентальной коры.

Тот факт, что по сравнению с областями сдвиговой тектоники современные зоны преобладающего сжатия или растяжения охватывают небольшие площади континентальных подвижных поясов, указывает, по нашему мнению, на ограниченную структурообразующую роль сближения и раздвигания верхнекоровых литопластин. Эти пластины, деформируемые многочисленными сдвигами, не могут передавать на значительные расстояния структурообразующие усилия, и сами сдвиги представляются не результатами таких взаимодействий, а скорее отражением перемещений более глубоких литосферных масс<sup>1</sup>.

### ЗОНЫ КОЛЛИЗИИ И АКТИВНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ

Изложенные факты позволяют по-новому подойти к структурообразующим процессам при сближении литосферных масс. Континентальная коллизия приводит на участках максимального сближения литопластин типа Памиро-Гималайского региона к скучиванию горных масс, которое в условиях тектонического расслоения осуществляется неравномерно на разных уровнях. Скучивание является ведущим фактором горообразования, дополняясь изостатическим поднятием, компенсирующим поверхностную эрозию, и другими вторичными процессами. Для верхнекорового слоя таких областей характерно широкое развитие тектонических покровов. На больших глубинах (40—70 км) коровые образования подвергаются частичному плавлению, приводящему к гранитоидному магматизму и метаморфизму вышележащих пород. Остаточные продукты плавления могут со временем эклогитизироваться и благодаря этому приближаться по физическим свойствам к породам мантии. Возможно, именно такие преобразования (наряду с поверхностной эрозией) привели к тому, что современная глубина поверхности Мохоровичича в палеозоидах Евразии, которые, судя по геологическим данным, испытали в свое время скучивание, подобное памиро-гималайскому, обычно не превышает 40—45 км.

Образование Памиро-Гиндукушской мантийной сейсмофокальной зоны может отчасти объясняться скучиванием холодных верхнемантийных масс, способных к хрупкому разрушению. Однако более вероятной, особенно на значительных глубинах, представляется связь мантийной сейсмичности с концентрацией и соответственно возрастанием скорости тектонических деформаций в ограниченных объемах горных пород (эффект воронки), что наглядно иллюстрируется сравнением площадей, занятых в Памиро-Тянь-Шанском регионе эпицентрами коровых и мантийных сильных землетрясений (рис. 4). Такое же происхождение могут иметь и другие внутриконтинентальные мантийные сейсмофокальные зоны, например зона Вранча в Карпатах.

<sup>1</sup> К аналогичному выводу пришли С. И. Шерман и его соавторы на основе изучения неотектоники зоны БАМ и соседних территорий [4].

С удалением от областей максимального скучивания стиль новейшей тектоники в верхней части коры подвижных поясов постепенно изменяется. Складчатые деформации все более уступают место блоковым смещениям преимущественно сдвигового характера. Скучивание верхнекоровых масс происходит и здесь, но осуществляется главным образом путем торошения блоков. При этом не исключено частичное перемешивание коровых и мантийных пород, с чем отчасти может быть связано разуплотнение верхов мантии, предполагаемое, например, под Тянь-Шанем [2].

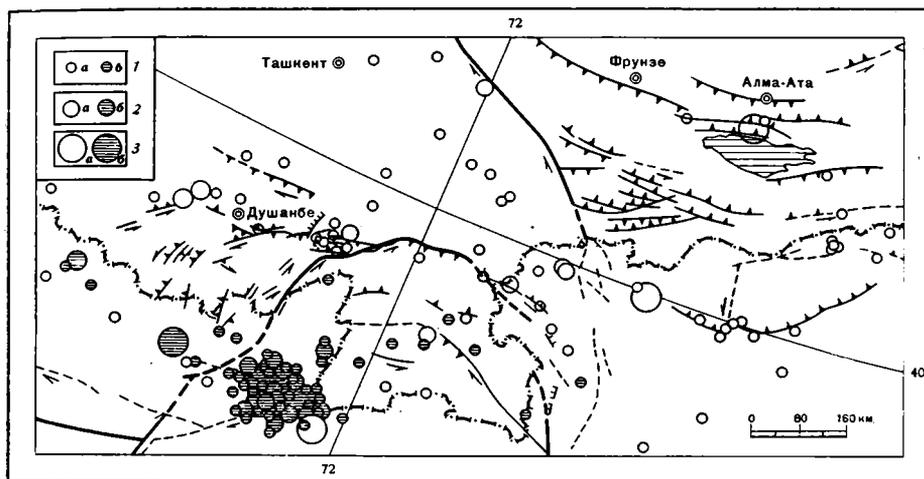


Рис. 4. Активные разломы и эпицентры землетрясений Памиро-Тянь-Шанской области. Эпицентры сильных землетрясений 1900—1974 годов с глубинами гипоцентров  $0 < H < 70$  км (а) и  $70 < H < 300$  км (б) и магнитудами: 1 —  $6 < M < 7$ ; 2 —  $7 < M < 8$ ; 3 —  $M \geq 8$  [17]. Остальные условные обозначения см. на рис. 3. Крупные разломы выделены толстыми линиями

Иначе представляется процесс новейшего структурообразования в островных дугах и на активных континентальных окраинах. Важную роль здесь играет развитие глубинной сейсмофокальной зоны, наклоненной в сторону континента. Закономерное изменение в этом направлении химизма извергаемых пород свидетельствует о том, что по крайней мере частично их состав обусловлен переработкой погружающейся вдоль сейсмофокальной зоны океанической литосферы, хотя другие факты, и в частности отношения изотопов стронция, скорее указывают на связь продуктов извержений с породами литосферного клина над сейсмофокальной зоной.

В разрезе верхней части Японской сейсмофокальной зоны по гипоцентрам слабых землетрясений очерчиваются две ветви: одна, местами разделенная на две близкие параллельные полосы, погружается до глубин 150—170 км, а другая, почти горизонтальная, приурочена к низам коры и верхам мантии [12]. В обеих ветвях количество гипоцентров уменьшается с приближением к области активного вулканизма. Расположение гипоцентров сильных землетрясений (рис. 5) обнаруживает сходные тенденции с той лишь разницей, что большинство их находится в литосферном клине над погружающейся ветвью сейсмофокальной зоны, трассируемой слабыми землетрясениями. До глубин 150—200 км прослеживаются и скоростные неоднородности в мантии, которые можно связывать с разогревом и магматической переработкой пород над сейсмофокальной зоной [1]. Очевидно, до глубин 150—200 км погружение и переработка океанической литосферы в значительной мере определяют тектоно-магматическую эволюцию островной дуги или активной континентальной окраины.

Глубже 200 км латеральные скоростные неоднородности, которые можно связывать с переработкой океанической литосферы, с опреде-

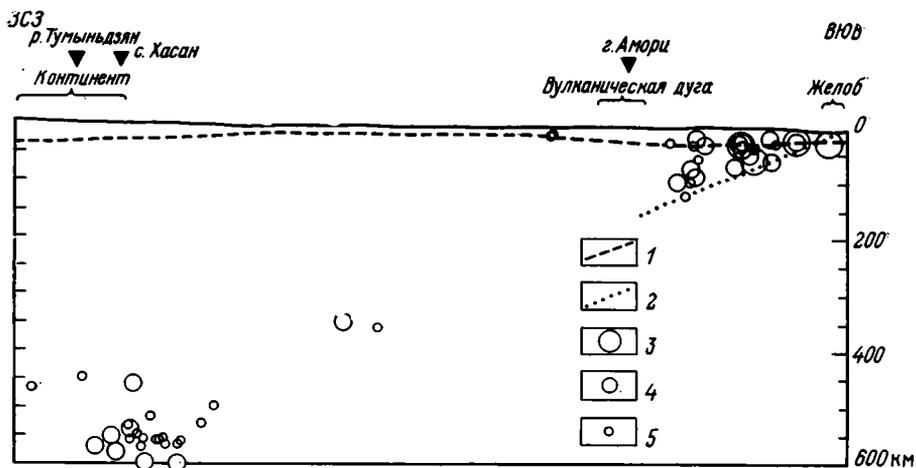


Рис. 5. Профиль через Японское море и Северную Японию по линии пос. Хасан — г. Амори

1 — поверхность Мохоровичича [26]; 2 — ось сейсмофокальной зоны по гипоцентрам слабых землетрясений [12]; 3—5 — гипоцентры сильных землетрясений с магнитудами: 3 —  $6 < M < 7$ ; 4 —  $7 < M < 8$ ; 5 —  $M > 8$ ; на линию профиля нанесены гипоцентры землетрясений, отстоящие от нее не более чем на  $1,5^\circ$  [17, 39]

ленностью не улавливаются. Гипоцентры землетрясений не образуют непрерывной полосы, а группируются в отдельные скопления, располагающиеся примерно на продолжении сейсмофокальной зоны [23]. Так, сильные глубокофокусные землетрясения под Японским морем образуют два скопления: небольшое на глубинах 300—350 км и более крупное на глубинах 500—600 км. Эти особенности позволяют предположить, что значительная часть погружающейся вдоль сейсмофокальной зоны океанической литосферы к глубинам около 200 км перерабатывается настолько, что сближается по физическим свойствам с соседними мантийными образованиями. Землетрясения с более глубокими очагами, фиксируемые скоплениями гипоцентров, могут иметь иную, нежели до 200 км, природу [23] и быть частично обусловлены локальным возрастанием скоростей тектонических деформаций на границе океана и континента<sup>2</sup>.

Вместе с тем субгоризонтальная ветвь гипоцентров, приуроченная в Японской островной дуге к низам коры и верхам мантии, позволяет предположить здесь контрастные латеральные перемещения горных масс. На это же указывает дисгармония между коровыми и более глубинными новейшими структурами активных окраин Тихого океана, выразившаяся, в частности, в преобладании сдвиговых перемещений гранитно-метаморфического слоя, не характерном для более низких уровней литосферы [5]. Все сказанное позволяет допустить, что часть океанической литосферы внедряется вдоль субгоризонтальных зон контрастных тектонических движений под островные дуги и активные континентальные окраины. В целом же эти области представляются не только и, может быть, не столько зонами нисходящего потока вещества, сколько областями тектоно-магматической переработки океанических литосферных масс, вовлекающей их в дальнейшие латеральные перемещения.

Получается, что и активные континентальные окраины, и внутриконтинентальные зоны коллизии не создают нисходящего потока литосферы, достаточного, чтобы компенсировать ее наращивание в океанах.

<sup>2</sup> Не исключено, однако, что отдельные тяжелые блоки, состоящие из остаточных продуктов переработки океанической литосферы, погружаются на значительные глубины мантии. Они могут создавать неоднородности физических свойств и служить источником части землетрясений. Анализ аномалий распространения сейсмических волн от глубокофокусных землетрясений под Охотским и Японским морями допускает там существование таких неоднородностей до глубин 900—1000 км [35].

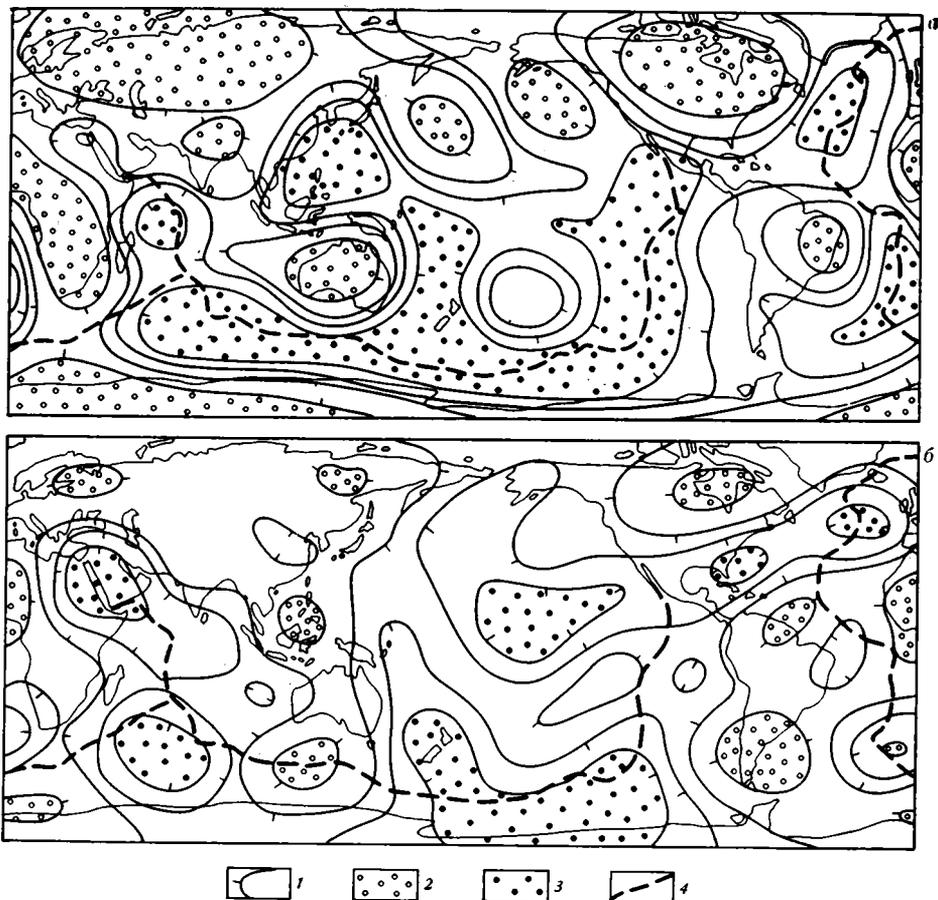


Рис. 6. Распределение (в условных изолиниях) разноскоростных объемов мантии на глубинах 150 (а) и 350 км (б) [1]  
 1 — изолинии скоростей продольных сейсмических волн, берштрихи направлены в сторону меньших скоростей; 2—3 — области наибольших (2) и наименьших (3) скоростей сейсмических волн; 4 — главные элементы океанической рифтовой системы

Вместе с тем под континентами, и в том числе под их древними ядрами; большей частью Северной Евразии, юго-западной половины Африки, северной частью Индостанского субконтинента, Австралией, Канадским и Бразильским щитами (рис. 6), высокоскоростные, относительно холодные объемы мантийного вещества прослеживаются до глубин более 150 км [1]. Таким образом, мантийное вещество литосферного типа распространяется до значительных глубин не только под активными окраинами и зонами коллизии, но и под другими частями континентов. Последнее обстоятельство можно истолковать двояко.

Согласно первому объяснению, повышенная скорость сейсмических волн в верхней мантии, сочетающаяся с пониженной тектонической активностью кратонов и других частей континентов вне подвижных поясов, отражает охлаждение верхней мантии до значительных глубин, редуцирование или отсутствие астеносферы и благодаря этому связь земной коры и верхов мантии с более глубокими ее горизонтами в прочные и однородные по деформационным свойствам линзы. Против такого объяснения свидетельствуют отмеченные выше признаки тектонического расслоения земной коры континентов вне подвижных поясов, а также быстрая изостатическая компенсация латеральными перемещениями мантийных масс таяния ледников последнего оледенения на Балтийском и Канадском щитах [3].

Поэтому более вероятным представляется второе объяснение, согласно которому под континентами происходит сгущивание литосферных

масс, пополняемых перемещающейся в сторону континентов переработанной океанической литосферой. Отражением такого сгущивания мантийной части литосферы может быть превышающее литостатическое давление сжатие верхнекоровых литопластин [7]. Примером может служить Северо-Американский кратон. Под Провинцией Бассейнов и Хребтов запада Северной Америки обнаружено погребенное продолжение Восточно-Тихоокеанского поднятия, сходное по современной кинематике с рифтово-трансформной системой Калифорнийского залива, но дисгармоничное относительно новейших верхнекоровых структур Провинции [30]. Приток разогретых глубинных масс в область погребенного поднятия находит отражение в термальных аномалиях, петрологии и геохимии изверженных пород, понижении мантийных скоростей сейсмических волн. Вместе с тем он может вызывать сжатие и сгущивание верхней мантии Северо-Американского кратона. Последнее проявляется в повышенных скоростях сейсмических волн верхней мантии кратона, а также в северо-восток — юго-западной ориентировке оси наибольшего современного сжатия верхнекоровых литопластин, достигающего высоких значений [37].

В пользу второго объяснения свидетельствует различие, которое намечается в скоростях латеральных перемещений континентальных и океанических образований, признаваемых частями единых литосферных плит [22]. Так, скорость сближения с Евразией северной части Индийского океана, рассчитанная по самым молодым полосовым магнитным аномалиям, составляет 5—6 см/год [8], а скорость сближения с Евразией Индостанского субконтинента, полученная суммированием позднечетвертичных деформаций и смещений земной поверхности в Тянь-Шаньско-Памиро-Гималайском регионе, — около 4 см/год [30]. Скорость, рассчитанная по полосовым аномалиям в океане, вероятно, близка к скорости латерального перемещения мантии, которая, таким образом, движется быстрее верхнекоровых континентальных образований.

Аналогичным процессом, если он происходит на активных континентальных окраинах, объясняется развитие краевых морей. Они могут быть результатом утонения и разрыва континентальной коры над движущимися под континенты мантийными образованиями. Фрагменты гранитно-метаморфического слоя прежнего края континента, отторженные от движущихся литосферных масс в результате термомеханического разупрочнения коры процессами островодужного вулканизма, нередко сохраняются в разрезах островных дуг, например на Камчатке или в Японии. С движениями горных масс под континенты и вызванным ими дифференцированным сгущиванием континентальной литосферы можно связать и процессы новейшего «внутриплитного» горообразования, охватившего огромные пространства на востоке Азии и в западной части Северной и Южной Америки.

Вместе с тем только особенностями кинематики тектонических движений невозможно объяснить такие черты новейшего этапа, наиболее полно проявившиеся с позднего миоцена, как широкое развитие гор в областях древней складчатости, общая контрастность вертикальных движений и высокое стояние материков, выражающееся в господстве регрессивных условий осадконакопления. Кинематические условия, подобные современным, существовали и в более ранние эпохи мезозоя и кайнозоя, но черты, свойственные новейшему этапу, в такой мере не проявлялись. Традиционная тектоника плит предлагает в качестве причины подобных различий изменения скоростей и направления относительного движения плит. Локально эта причина могла приводить к горообразованию как в новейшее время, так и ранее. Что же касается Земли в целом, то, если судить по данным интерпретации полосовых магнитных аномалий океана и изучения следов «горячих точек», новейший этап не отличается повышенной интенсивностью горизонтальных движений, возросла только их вертикальная составляющая. Возможно, это связано с увеличением суммарной эффективной вязкости,

обусловленным повышенными теплотерями [9]. Усиление вулканической активности на континентах и океанах в позднем кайнозое свидетельствует в пользу такого предположения.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Неотектонические исследования вносят важные дополнения в предложенную А. В. Пейве и разрабатываемую Ю. М. Пушаровским и рядом других советских геологов мобилистическую концепцию тектогенеза, которая может быть названа тектоникой расслоенной вязкой литосферы. Согласно этой концепции, исходной причиной тектогенеза представляются конвективные движения в верхней мантии. Тектонически расслоенная литосфера и особенно ее коровая часть отражают эти движения опосредованно и не полностью. Признаки тектонического расслоения есть в океанической, но более убедительны в континентальной литосфере. Последняя расслоена по меньшей мере на верхнекоровую и верхне-мантийную относительно прочные пластины и нижнекоровый (включая внутрикоровый волновод) слой пониженной к латеральным перемещениям прочности. В новейших областях сгущивания литосферных масс степень тектонического расслоения возрастает.

Восходящий мантийный поток сконцентрирован в отдельных струях, в общем тяготеющих к срединно-океанической рифтовой системе. От нее увлекаемые горизонтальным мантийным потоком литосферные массы движутся к континентам дифференцированно на разных уровнях. При этом на активных окраинах, часто обособленных от остальных частей континентов в виде островных дуг, океаническая литосфера претерпевает тектоно-магматическую переработку, в значительной мере преобразуясь в литосферу континентального типа.

Латеральное перемещение литосферы приводит к тому, что на окраинах и внутри континентов развиваются широкие подвижные пояса сложного строения, где литосфера, и в том числе континентальная кора, существенно деформируется, подвергаясь неравномерному сгущиванию и утолщению. Обратный процесс утонения литосферы отмечается лишь в некоторых рифтогенных структурах, впадинах типа Паннонской, и краевых морях. В областях максимального внутриконтинентального сгущивания развиваются верхнекоровые покровно-складчатые структуры, происходит их гранитизация и метаморфизм, тогда как низы коры могут приближаться по физическим свойствам к породам верхней мантии и далее участвовать в их деформациях и перемещениях. В других, более обширных частях подвижных поясов происходит торошение коры, при котором сгущивание является лишь подчиненной компонентой перемещений, имеющих преимущественно сдвиговый характер. Со сдвигами связаны отдельные зоны растяжения континентальной коры, под которыми мантийное вещество разуплотняется. Есть основания полагать, что сжатие и утолщение континентальной литосферы, по крайней мере на ее мантийном уровне, происходит и вне подвижных поясов, в частности под кратонами. Низы утолщенной литосферы, ее отторженные и погруженные фрагменты вовлекаются в движения мантийных масс, компенсирующие наращивание литосферы в областях восходящего мантийного потока.

Горообразование — результат сгущивания и связанных с ним физических и химических преобразований литосферы. Тот факт, что в ходе мезозойско-кайнозойского тектонического развития только новейший этап ознаменовался массовым горообразованием и повышенной контрастностью вертикальных движений, заставляет связывать это с общим изменением физического состояния литосферы, возможно, циклическим и тождественным изменениям в конце герцинской и каледонской тектонических эпох. Это не позволяет переносить в полной мере закономерности современного и новейшего тектогенеза на более ранние периоды мезозоя и кайнозоя. Но его важнейшие черты, прежде всего тектоническая расслоенность, деформируемость литопластин и их следствия, до новейшего этапа могли проявляться еще интенсивнее.

## Литература

1. Андерсон Д. Л., Дзевонский А. М. Сейсмическая томография.— В мире науки, 1984, № 12, с. 16—25.
2. Артемьев М. Е. Изостатическая компенсация орогенных областей.— В кн.: 27-й МГК. Тезисы, М.: Наука, 1984, т. 4, с. 20—21.
3. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.
4. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника. Новосибирск: Наука, 1984.
5. Кожурин А. И., Трифонов В. Г. Молодые сдвиги периферии Тихого океана.— Геотектоника, 1982, № 2, с. 3—18.
6. Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 492 с.
7. Кропоткин П. Н. Напряженное состояние земной коры и тектонические разломы.— В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 20—29.
8. Ле Пишон К., Франшито Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
9. Лукина Н. В., Макаров В. И., Трифонов В. Г., Волчкова Г. И. Корреляция тектонических событий новейшего этапа развития Земли. М.: Наука, 1985. 176 с.
10. Макаров В. И., Трифонов В. Г., Щукин Ю. К. Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках.— Геотектоника, 1974, № 3, с. 114.
11. Макаров В. И., Щукин Ю. К. Оценка активности скрытых разломов.— Геотектоника, 1979, № 1, с. 96—109.
12. Методы прогноза землетрясения. М.: Недра, 1984. 312 с.
13. Николаев А. В., Санина И. А. Метод и результаты сейсмического просвечивания литосферы Тянь-Шаня и Памира.— Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 1, с. 69—72.
14. Николаевский В. Н. Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения. Послесловие к кн. Дж. Райса «Механика очага землетрясения». М.: Мир, 1982, с. 133—215.
15. Николаевский В. Н., Шаров В. И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1985, № 1, с. 16—28.
16. Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. 472 с.
17. Новый каталог сильных землетрясений территории СССР. М.: Наука, 1977. 535 с.
18. Пейве А. В. Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, № 5.
19. Пейве А. В. Геология сегодня и завтра.— Природа, 1977, № 6, с. 3—7.
20. Пейве А. В., Книппер А. Л., Марков М. С. и др. Формирование земной коры континентов.— Геотектоника, 1985, № 3, с. 75—76.
21. Пейве А. В., Руженцев С. В., Трифонов В. Г. Тектоническая расслоенность и задачи изучения литосферы континентов.— Геотектоника, 1983, № 1, с. 3—13.
22. Пейве А. В., Трифонов В. Г. Мобилизм и тектоническая расслоенность литосферы.— Природа, 1981, № 8, с. 2—9.
23. Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 224 с.
24. Пуцаровский Ю. М., Ельников И. Н., Перфильев А. С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю. ш.— Геотектоника, 1985, № 5.
25. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 183 с.
26. Тектоническая карта Северной Евразии/Ред. Пейве А. В., Яншин А. Л. М.: Мингео СССР, 1980.
27. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
28. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 116 с.
29. Трифонов В. Г. Позднечетвертичные разрывные нарушения Западной и Центральной Азии по данным дешифрирования аэрокосмических снимков и наземным наблюдениям.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 11, с. 54—64.
30. Трифонов В. Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
31. Трифонов В. Г. Особенности развития активных разломов.— Геотектоника, 1985, № 2, с. 16—26.
32. Трифонов В. Г., Макаров В. И., Востриков Г. А. Структурно-динамическая расслоенность литосферы неотектонических подвижных поясов.— В кн.: 27-й МГК. Доклады. Т. 3. М.: Наука, 1984, с. 105—117.
33. Шаров В. И., Гречишников Г. А. О поведении тектонических разрывов на различных глубинных уровнях земной коры по данным метода отраженных волн (МОВ).— Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 2, с. 412—416.
34. Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов. Новосибирск: Наука, 1977. 107 с.
35. Creager K. C., Jordan T. H. Slab penetration into the Lower Mantle.— J. Geophys. Res., 1984, v. 89, № B5, p. 3031—3049.
36. Ding Guoyu. Active faults of China.— In: Prediction of earthquakes and continental seismicity. Beijing: State Seismol. Bureau Publ., 1983, p. 225—242.
37. Gough D. I. Mantle upflow under North America and plate dynamics.— Nature, 1984, v. 311, № 5985, p. 428—433.
38. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision.— Science, 1975, v. 189, № 4201, p. 419—420.
39. The instruction for Seismotectonic Map of Asia and Europe. Beijing: Inst. of Geology, State Seismol. Bureau, 1981. 90 p.
40. Zak J., Freund R. Recent strike-slip movements along the Dead-Sea rift.— Isr. J. Earth. Sci., 1965, v. 15, p. 33—37.

УДК 551.24.035 : 551.242.2

БОЧАРОВА Н. Ю.

## О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ КОНФИГУРАЦИИ ГРАНИЦ РАЗДВИЖЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПЛИТ ЛИТОСФЕРЫ

Показан дугообразный характер генерального простираения дивергентных границ литосферных плит, приведены результаты аппроксимации мировой системы срединно-океанических хребтов дугами различной кривизны. Выявлены структурные особенности зон сочленения дугообразных звеньев границы раздвижения. На примере дугообразных сегментов Срединно-Атлантического хребта и срединных хребтов в Индийском океане рассмотрены закономерности распределения параметров геометрии оси раздвижения и изменения морфоструктуры трансформных разломов вдоль простираения дивергентных границ. Показано, что кривизна линии генерализованного простираения осевой зоны в сочетании с направлением спрединга является одним из факторов, определяющих особенности структуры оси раздвижения на отдельных участках.

Граница раздвижения океанических плит литосферы совпадает с осевой зоной срединно-океанических хребтов. Ее генеральная конфигурация, определяемая общим простираением хребтов, унаследована от конфигурации первоначального раскола континентальной литосферы, а также от последующей истории раздвижения плит. Помимо генеральной можно говорить также о частной конфигурации границ раздвижения на отдельных участках, которая определяется взаимным расположением океанических рифтовых зон и трансформных разломов. Изучение как генеральной, так и частной конфигурации дивергентных границ представляет значительный интерес, поскольку геометрические характеристики в данном случае тесно связаны с процессом разделения континентальной и формирования океанической литосферы и дают возможность выявить некоторые закономерности, важные для решения проблем геодинамики.

В работе [2] были определены основные закономерности во взаимном расположении океанических рифтовых зон и трансформных разломов. Цель настоящей работы — исследование закономерностей генеральной конфигурации дивергентных границ в океанах и связи ее с частной геометрией границ раздвижения на отдельных участках.

### ГЕНЕРАЛЬНАЯ КОНФИГУРАЦИЯ ГРАНИЦ РАЗДВИЖЕНИЯ

При рассмотрении общей конфигурации осевых зон срединно-океанических хребтов прежде всего обращает на себя внимание дугообразный характер их генерального простираения. Яркими примерами являются участок Срединно-Атлантического хребта (САХ), заключенный между Азорской точкой тройного сочленения и экваториальной зоной разломов, южная часть САХ, протягивающаяся от о-ва Тристан-да-Кунья до о-ва Буве, вместе с Африкано-Антарктическим хребтом, а также Южно-Тихоокеанское поднятие, представляющие собой в плане гигантские дуги различной кривизны. Представляет интерес определить количественные характеристики этих дуг и выявить, насколько другие сегменты срединно-океанических хребтов близки к дугообразным структурам.

С этой целью линия генерального простираения осевых зон мировой системы срединно-океанических хребтов (за исключением хребтов в Арктическом бассейне в силу недостаточной их изученности) была аппроксимирована набором дуг различной кривизны. Исходными данными служили координаты точек пересечения активных частей трансформных разломов с примыкающими отрезками океанических рифтов, занесенные

**Результаты аппроксимации генерального простираения срединно-океанических хребтов дугами различной кривизны**

№	Дугообразные сегменты срединных хребтов	Параметры дуг			s, км	s, отн. %
		$\varphi_0$ , град	$\lambda_0$ , град	R, км		
I	Хребет Колбейнсей, северная часть	70,6	-25,4	380	5	1
II	Хребет Колбейнсей, южная часть	66,6	-9,3	420	5	2
III	Хребет Рейкьянес	43,7	-4,8	2530	40	2
IV	САХ: от зоны разлома Гиббс до Азорских островов	44,9	-44,5	1300	20	2
V	САХ: от Азорских островов до экваториальной зоны разломов	19,8	-25,2	2100	140	7
VI	САХ: от о-ва Святой Елены до о-ва Тристан-да-Кунья	-24,6	-42	2730	80	3
VII	Южное окончание САХ и Африкано-Антарктический хребет	-31,1	10	2580	60	2
VIII	Аравийско-Индийский хребет, северная часть	-5,1	59	1040	20	2
IX	Аравийско-Индийский хребет, южная часть и Центрально-Индийский хребет	-13,4	86,4	2160	40	2
X	Участок сочленения Центрально-Индийского хребта и Австрало-Антарктического поднятия	-36,6	84,4	630	60	10
XI	Австрало-Антарктическое поднятие	-5	113,2	4990	140	3
XII	Южно-Тихоокеанское поднятие	-18,5	167,2	4960	200	4
XIII	Восточно-Тихоокеанское поднятие от зоны разломов Элтани до о-ва Пасхи	-26,5	-151,3	4420	180	4
XIV	Восточно-Тихоокеанское поднятие от о-ва Пасхи до Галапагосских островов	-25,6	286,6	3060	20	1
XV	Восточно-Тихоокеанское поднятие к северу от Галапагосских островов	5,5	-128,3	2980	60	2

в каталог трансформных разломов Мирового океана типа хребет — хребет, составленный К. В. Поповым и Н. Ю. Бочаровой. Всего были использованы данные по 292 разломам. Для отдельных участков срединных хребтов, где данных по трансформным разломам было недостаточно, дополнительно использовались координаты точек гребневой зоны, снятые с карт [6, 18]. Аппроксимация проводилась на ЭВМ методом наименьших квадратов. В таблице приведены параметры дуг окружностей, аппроксимирующих отдельные сегменты мировой системы срединно-океанических хребтов: координаты центра ( $\varphi_0$  — широта,  $\lambda_0$  — долгота), радиус R, а также абсолютные и относительные величины среднеквадратических отклонений s и  $s_{отн}$  кривой генерального простираения от дуги окружности. Относительные отклонения невелики и в целом не превышают 10%, а в среднем составляют около 3%. Результаты аппроксимации показывают, что мировая система срединно-океанических хребтов в первом приближении представляет собой совокупность 15 дугообразных сегментов и двух относительно прямолинейных отрезков, один из которых протягивается в Атлантическом океане от экваториальной зоны разломов до разлома Святой Елены, а другой соответствует Западно-Индийскому хребту (рис. 1). Величина радиусов дуг изменяется от 400 км для северной и южной частей хребта Колбейнсей до 5000 км для Австрало-Антарктического поднятия.

Обычно считается, что дугообразной конфигурацией в плане обладают конвергентные границы литосферных плит: островные дуги и складчатые пояса. Однако, как мы видим, эта же особенность присуща и границам другого типа — дивергентным, которые также представляют собой в плане дугообразные структуры различной кривизны. Следовательно, границы литосферных плит двух основных типов: сближения и раздвижения — имеют одно общее свойство — дугообразный характер в

плане. Эту их особенность, безусловно, необходимо учитывать при построении геодинамических моделей, рассматривающих процессы, происходящие на границах плит.

Рассматривая закономерности генеральной конфигурации современных дивергентных границ, следует отметить, что участки сочленения дугообразных сегментов срединных хребтов во всех случаях представляют собой либо структурные узлы, либо зоны крупных трансформных разломов. В Атлантическом океане такими структурными узлами на гребне САХ являются вулканические острова: Исландия, Азорские, Святой Елены, Тристан-да-Кунья. Аналогичными структурными узлами в Индийском и Тихом океанах являются районы островов: Маскаренских, Сен-Поль и Амстердам, Пасхи, Галапагосских. В каждом из районов расположения этих островов к гребню срединного хребта примыкает вулканический или глыбовый хребет либо крупная зона разломов (см. рис. 1). Согласно геолого-геофизическим данным [5, 11, 17], такие структурные узлы, как Исландия и район островов Тристан-да-Кунья, были заложены на начальной стадии эволюции дивергентных границ. Возникновение этих структурных узлов, вероятно, связано с подъемом глубинного мантийного диапира к поверхности еще на стадии континентального рифтогенеза, и центр магматической активности послужил узловым точкой разрывообразования при заложении дугообразных линий начального раскрытия. Структурные узлы района Азорских островов, о-ва Пасхи и Галапагосских островов, вероятно, возникли на участках пересечения формирующейся оси раскрытия с зонами древних разломов. Совместное влияние таких факторов, как резкий перегиб кривой генерального простиранья границы раздвижения и наличие пересекающей ослабленной зоны, создало благоприятные условия для интенсивного восходящего потока мантийного вещества. В районе Азорских и Галапагосских островов, а также о-ва Пасхи наблюдается резкое расширение гребневой зоны срединных хребтов [1]. Расклинивающее усилие огромного плюмажа мантийного вещества в районе Галапагосских островов привело к образованию молодой структуры раздвижения Галапагосского поднятия [4].

К зонам крупных трансформных разломов, где сочленяются дугообразные сегменты САХ, относится зона разлома Чарли-Гиббс и экваториальная зона разломов. В Индийском и Тихом океанах такими крупными разломами являются разломы Мозамбикской зоны, Оуэн, зона нарушений к югу от Австралии, Элтанн. Трансформные разломы, приуроченные к участкам сочленения дуг различной кривизны, были заложены на начальной стадии развития дивергентных границ и сопряжены, как правило, с древними структурными швами, оказавшими существенное влияние на процесс разрывообразования при заложении оси раздвижения. Следует, однако, отметить, что на участках сочленения дугообразных сегментов срединно-океанических хребтов формируются и относительно молодые зоны крупных трансформных разломов, заложенные на океанической коре. Такую зону образуют разломы Витязя, Вима, Арго, Мария-Целеста, наблюдаемые в центральной части Аравийско-Индийского хребта, в области его соединения с вулканическим Мальдивским хребтом (см. рис. 1).

#### **СВЯЗЬ МЕЖДУ ГЕНЕРАЛЬНОЙ И ЧАСТНОЙ КОНФИГУРАЦИЕЙ ГРАНИЦ РАЗДВИЖЕНИЯ**

В силу дугообразности генеральной конфигурации дивергентных границ вектор относительного перемещения литосферных плит образует различные углы с генеральным направлением простиранья оси раскрытия на каждом участке срединно-океанического хребта. В связи с этим можно считать, что вдоль простиранья срединного хребта изменяется соотношение между раздвиговой и сдвиговой составляющими относительного движения литосферных плит. По этой причине представляет интерес выявление связи между параметрами частной геометрии оси раздвиже-



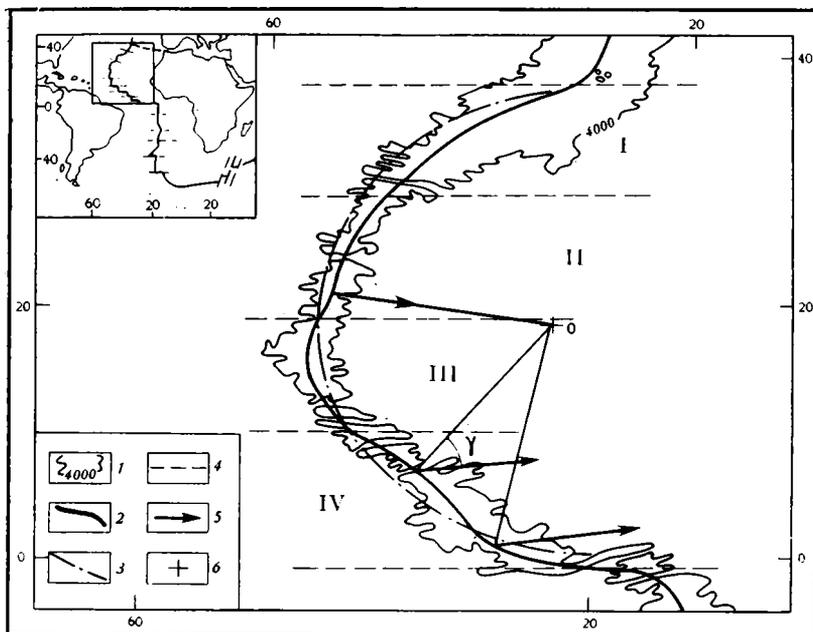


Рис. 2. Аппроксимация генерального простирания отрезков Срединно-Атлантического хребта дугой окружности  
 1 — изобата 4000 м, 2 — кривая генерального простирания осевой зоны хребта, 3 — дуга окружности, 4 — границы выделенных сегментов, 5 — направление спрединга, 6 — центр дуги

ния и ее генеральной конфигурацией. Эта связь проанализирована для Атлантического и Индийского океанов на примере отдельных дуговых структур, параметры которых содержатся в таблице. Каждый из выбранных дугообразных сегментов характеризуется тем, что в его пределах достаточно полно изучено взаимоотношение между простиранием рифтовых зон и трансформных разломов, т. е. частная конфигурация границы раздвижения.

В Атлантическом океане связь между генеральной и частной геометрией оси раздвижения рассмотрена на отрезке САХ, протягивающемся от Азорской точки тройного сочленения до экваториальной зоны разломов (рис. 2, а). Радиус дуги, аппроксимирующей генеральную конфигурацию срединного хребта на рассматриваемом участке, составляет 2100 км, координаты центра —  $19^{\circ}45'$  с. ш.,  $26^{\circ}10'$  з. д. (таблица). Исходя из данных о современном положении полюсов относительного вращения Северо-Американской и Африканской, Южно-Американской и Африканской пар литосферных плит [3, 14] для рассматриваемого сегмента САХ были рассчитаны теоретические азимуты простирания активных частей трансформных разломов, соответствующие современному направлению спрединга. Результаты расчетов показали, что в точке оси раздвижения на  $22^{\circ}$  с. ш. вектор скорости относительного движения плит направлен по радиусу. Эту точку можно условно принять за центр выделенного дугообразного сегмента хребта. Положение других точек оси раздвижения относительно центра можно охарактеризовать углом  $\gamma$  между направлением спрединга и радиусом аппроксимирующей дуги окружности в данной точке (см. рис. 2, б).

Рис. 1. Схема аппроксимации генерального простирания осевой зоны срединно-океанических хребтов дугами различной кривизны 1 — рифтовая (гребневая) зона срединно-океанических хребтов, 2 — вулканические хребты и массивы, 3 — глыбовые хребты и массивы, 4 — зоны крупных трансформных разломов, 5 — кривая генерального простирания осевой зоны срединно-океанических хребтов, 6 — дуги окружностей, 7 — центры дуг окружностей

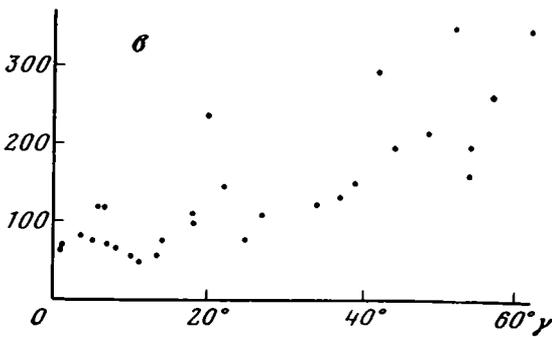
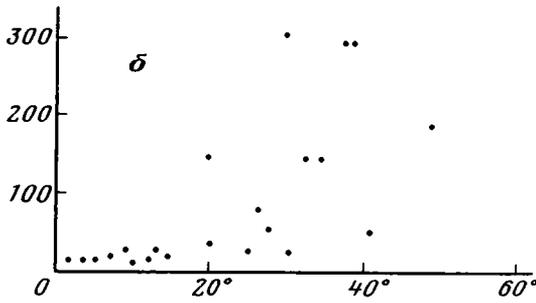
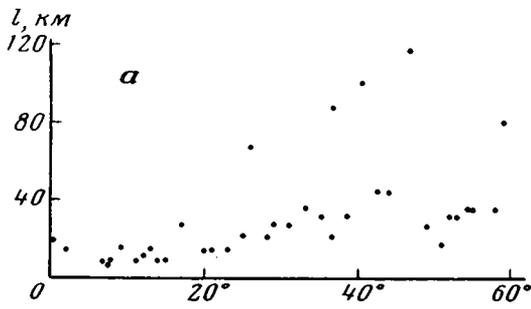


Рис. 3

Рис. 3. Изменение длины активных частей трансформных разломов в зависимости от величины угла  $\alpha$  для участка Срединно-Атлантического хребта от Азорской точки тройного сочленения до 22° с. ш. (а), для участка Срединно-Атлантического хребта от 22° с. ш. до экваториальной зоны разломов (б), для Индийского океана (в)

Рис. 4. Изменение угла  $\alpha$  вдоль простирания срединного хребта в Индийском океане

1 — значения  $\alpha$  к северу от разлома, 2 — значения  $\alpha$  к югу от разлома, 3 — значения  $\alpha$  к северу и к югу от разлома совпадают, 4 — центры дугообразных сегментов срединного хребта, 5 — участки сочленения дуг различной кривизны

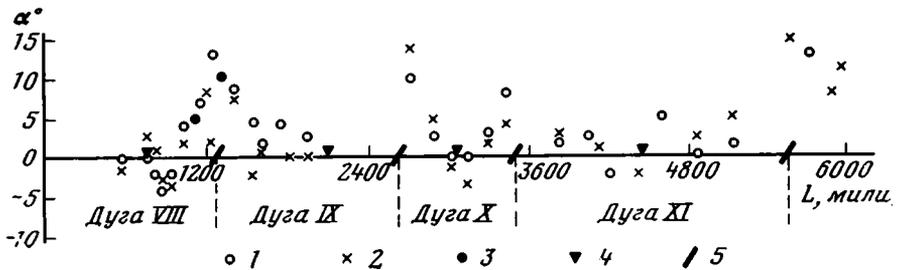


Рис. 4

Существенно, что в центре дуги наблюдается смена направления смещений осевой зоны срединного хребта по трансформным разломам: к северу от центра преобладают левосторонние смещения, а к югу — правосторонние. С удалением от центра и с увеличением значений в целом наблюдается последовательное возрастание величины смещений оси раскрытия по разломам (рис. 3, а, б). Сравнение величин средних смещений  $\bar{l}$  и суммарных смещений  $\Sigma l$  на центральных и краевых отрезках дугообразного сегмента хребта I—IV, обозначенным на рис. 2, б, показывает, что при переходе от отрезка II к отрезку I  $\bar{l}$  возрастает от 7 до 41 км,  $\Sigma l$  — от 146 до 944 км, а при переходе от отрезка III к отрезку IV  $\bar{l}$  возрастает от 43 до 211 км,  $\Sigma l$  возрастает от 446 до 2946 км. При этом

количество трансформных разломов на единицу длины хребта остается практически неизменным.

В центральных частях рассматриваемого дугообразного сегмента САХ в основном наблюдаются относительно молодые разломы, заложенные на океанической коре и не имеющие протяженного пассивного следа. Наиболее древние и протяженные зоны разломов, как правило, приурочены к крайним частям дугообразной структуры. Разломы экваториальной зоны (Сан-Паулу, Романш, Чейн), ограничивающие рассматриваемый участок хребта с юга, были заложены на континентальной коре и сопряжены с зоной древних разрывных нарушений, которая прослеживается в пределах Южно-Американского и Африканского континентов [15, 20].

Анализ изменения углов между активными частями трансформных разломов и прилегающими отрезками осевой зоны вдоль простирания САХ [2] показывает, что в центральной части дугообразного сегмента имеет место ортогональное соединение отрезков оси раздвижения и активных частей разломов, т. е. значения угла  $\alpha$ , дополняющего до прямого и определяющего степень отклонения от ортогональности, близки к нулю. К северу от центра в сторону Азорской точки тройного сочленения наблюдается резкое нарушение ортогональности отрезков рифтовой зоны и трансформных разломов. К югу от центра значительных отклонений от ортогональности не наблюдается, что, вероятно, объясняется постепенной перестройкой структуры оси раздвижения и переходом от неортогонального характера сочленения отрезков осевой зоны и активных частей трансформных разломов к ортогональному в силу стремления системы к энергетически более выгодному состоянию [8].

Центральные и крайние участки исследуемого сегмента хребта различаются не только по параметрам частной геометрии, но и по морфоструктуре трансформных разломов. Разломы центральной части дугообразного участка хребта в основном выражены в рельефе дна в виде простых уступов или одиночных прогибов (например, разлом Кейн) [7]. В крайних областях разломы, как правило, имеют иную морфологию и представлены либо сложными уступами, сопряженными с линейными впадинами (разломы района «ФАМОУС») [19], либо зонами чередования впадин и параллельных им хребтов (разломы Хейс, Вима, Сан-Паулу, Романш, Чейн и др.) [7, 20].

В Индийском океане зависимость частной геометрии оси раздвижения от ее генеральной конфигурации рассмотрена на примере Аравийско-Индийского и Центрально-Индийского хребтов, а также на примере Австрало-Антарктического поднятия. Разделение линий генеральной простирания границы раздвижения в Индийском океане на дуги различной кривизны показано на рис. 1, параметры дуг содержатся в таблице.

Теоретические азимуты простирания активных частей трансформных разломов, смещающих отрезки осевой зоны Аравийско-Индийского, Центрально-Индийского хребтов и Австрало-Антарктического поднятия, получены при использовании данных о современном положении полюсов относительного вращения Сомалийской и Индо-Австралийской, а также Индо-Австралийской и Антарктической пар литосферных плит [13, 14]. Исходя из положения центров аппроксимирующих окружностей и направления спрединга были выделены центральные участки дивергентной границы, где значения  $\gamma$  малы (не превышают 20—25°) и крайние участки с большими значениями  $\gamma$ . Центральные участки характеризуются малыми смещениями осевой зоны по трансформным разломам, длина активной части которых, как правило, не превышает 100 км (см. рис. 3, в), и близким к ортогональному сочленением отрезков оси раздвижения и активных частей трансформных разломов ( $\alpha \leq 5^\circ$ ) (рис. 4). На участках дугообразных сегментов срединного хребта, где  $\gamma = 0$ , направление смещений осевой зоны по трансформным разломам изменяется на противоположное.

Для крайних участков дугообразных сегментов срединного хребта в Индийском океане так же, как и для крайних участков рассмотренного

выше отрезках САХ, характерны значительные смещения осевой зоны по трансформным разломам (см. рис. 3, в) и нарушение ортогональности отрезков оси раздвижения и активных частей разломов (см. рис. 4). Наиболее интересным является участок Аравийско-Индийского хребта, протягивающийся от 2° ю. ш. до 18° ю. ш. и представляющий собой область сочленения дуг различной кривизны (см. рис. 1). Этот участок среднего хребта отличается большим числом крупных трансформных разломов, таких, как Витязь, Вима, Арго, Мария-Целеста, и по своим структурным, сейсмологическим и магнитометрическим характеристикам напоминает приэкваториальный участок САХ [13]. Наблюдаемые здесь разломы были заложены на океанической коре сравнительно недавно (их возраст не превышает 10—15 млн. лет [13]), но по своим морфологическим особенностям они сходны с крупными трансформными разломами экваториальной Атлантики [7], заложенными на континентальной коре. Такое сходство, возможно, объясняется тем, что, несмотря на различия в возрасте и истории формирования, центральный участок Аравийско-Индийского хребта и приэкваториальный участок САХ занимают аналогичное положение с точки зрения дугообразности генерального простираания срединно-океанических хребтов и развивались в сходных физико-кинематических условиях.

Большинство трансформных разломов, расположенных в районе Центрально-Индийского хребта и Австрало-Антарктического поднятия, по морфоструктуре напоминает разломы центральной части рассмотренного выше дугообразного участка САХ и выражены в рельефе дна в виде простых уступов [7].

#### ВОЗМОЖНАЯ ПРИРОДА ВЫЯВЛЕННЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ

Для понимания причин образования дугообразной генеральной конфигурации дивергентных границ важно то обстоятельство, что такая же конфигурация в плане свойственна и континентальным рифтовым зонам, которые находятся на начальной стадии развития границ раздвижения литосферных плит. В частности, Байкальская рифтовая зона имеет в плане S-образное простираение, а Восточно-Африканская система рифтов характеризуется У-образной генеральной конфигурацией. Можно предположить, что дугообразный характер генерального простираения дивергентных границ, находящихся на начальной и зрелой стадиях развития, обусловлен кривизной линии начального раскола литосферы при разделении континентальных блоков и заложении осей раскрытия океанов. Дугообразность линии первоначального раскола согласуется с основными результатами исследований процесса разрывообразования в условиях растяжения. А. А. Гриффитц [10] показал, что при растяжении тонкого однородного слоя положение начальных точек трещинообразования определяется микроскопическими дефектами материала и развитие трещины происходит в направлении максимального снятия напряжений эластичного натяжения на единицу ее длины. Это положение в дальнейшем было подтверждено при изучении трещинообразования под влиянием растягивающих напряжений на восковых моделях [16]. Результаты моделирования позволили Д. Олденбургу и Дж. Брунэ [16] сделать вывод о том, что литосфера Земли, характеризующаяся значительной неоднородностью строения, в случае приложения глубинных растягивающих напряжений может раскалываться по дугообразной линии. На процесс первоначального раскалывания литосферы большое влияние, вероятно, оказывают и ослабленные зоны древних тектонических швов, которые могут резко изменить направление разрывообразования. При определенных тектонических условиях исходным участком разрывообразования может стать область подъема глубинного мантийного диapiroа к поверхности земной коры, что, вероятно, имело место при заложении оси раскрытия Исландского региона Северной Атлантики [5].

Проведенный анализ показывает, что генеральная конфигурация границ раздвижения оказывает влияние на взаимное расположение риф-

товых зон и трансформных разломов, т. е. на частную геометрию границ этого типа. Однако это не единственный фактор, от которого зависит частная геометрия. Как было показано ранее, основные параметры ее находятся в зависимости от скорости раздвижения плит и, следовательно, от термического режима литосферы в оси спрединга. В связи с сильным влиянием на частную геометрию термического режима ее параметры существенно зависят от положения рассматриваемого участка дивергентной границы относительно аномально разогретых регионов на гребне срединного хребта типа Исландии [2]. Учитывая эти обстоятельства, в данной работе рассматривались такие дугообразные сегменты срединно-океанических хребтов, которые расположены достаточно далеко от аномально разогретых «пятен» и в пределах которых скорости спрединга изменяются незначительно. В этом случае определяющим становится положение отдельных участков границы раздвижения относительно центров дуг.

В первом приближении наблюдаемые закономерности распределения параметров геометрии оси раздвижения вдоль дугообразной линии генерального простираения конструктивной границы можно объяснить исходя из простых энергетических соображений. За основу была принята модель А. Лакенбрука [12], соответствующая подъему вязкого вещества под влиянием гравитационной неустойчивости по трещине шириной  $d$ , расположенной между литосферными плитами мощностью  $H$ , раздвигающимися с постоянной скоростью  $S$ . В этом случае

$$A_0 \sim \omega \rho d H \quad (1)$$

[12], где  $A_0$  — работа, производимая силами, действующими в вертикальном направлении в основании подводящего астеносферного канала,  $\rho$  — среднее значение плотности пород литосферы,  $\omega$  — скорость поступления вещества астеносферы через основание подводящего канала. Из условия, что вертикальный поток вещества через основание подводящего канала должен компенсировать наращивание литосферы по всей ее мощности, следует, что

$$\omega d = S_1 H, \quad (2)$$

где  $S_1$  — составляющая скорости спрединга, направленная по нормали к генеральному простираению конструктивной границы. Для дугообразных звеньев генерального простираения конструктивной границы

$$S_1 = S \cos \gamma. \quad (3)$$

Из выражений (2) и (3) следует, что  $A_0 \sim S \rho H^2 \cos \gamma$ , т. е. при переходе от центральных участков дугообразной структуры к ее краевым частям уменьшается работа, производимая силой давления поступающего глубинного вещества, и, следовательно, должны снижаться и общие энергетические затраты, сопровождающие процесс спрединга. В процессе перестройки геометрии оси раздвижения это условие достигается за счет увеличения длины активных частей трансформных разломов и сокращения общей протяженности зон раскрытия, так как при раздвижении литосферных плит на единицу длины границы раздвижения (отрезки осевой зоны срединно-океанического хребта) приходится больше энергетических затрат, чем на единицу длины границы скольжения (активные отрезки трансформных разломов) [8, 9]. На краевых участках ( $\gamma > 20^\circ$ ) углы между генеральным простираением конструктивной границы и направлением спрединга значительно отличаются от прямых, поэтому первоначально смещенные отрезки осевой зоны здесь в большинстве случаев не перпендикулярны простираению активных частей трансформных разломов, но имеют тенденцию к постепенной переориентировке и достижению ортогонального положения по отношению к направлению относительного движения плит.

## ВЫВОДЫ

На основе анализа геометрии оси раздвижения в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах можно заключить, что генеральная конфигурация современных дивергентных границ представляет собой систему последовательно сочлененных дуг. Величины радиусов отдельных дуг изменяются от 400 до 5000 км. Образование дугообразных сегментов границы раздвижения обусловлено кривизной первоначального раскола литосферы. К участкам перегиба и резкого изменения кривизны линии генерального простирания осевых зон срединных хребтов приурочены либо области интенсивного проявления вулканизма, либо зоны крупных трансформных разломов. Параметры частной геометрии оси раздвижения и морфология трансформных разломов закономерно изменяются вдоль простирания дугообразных звеньев срединно-океанических хребтов. Это связано с тем, что наряду с термическим режимом литосферы кривизна линии генерализованного простирания границ в сочетании с направлением спрединга в данном районе существенно влияет на формирование геометрии оси раздвижения на отдельных участках.

Автор выражает признательность К. В. Попову за помощь в подборе исходных данных, Л. А. Савостину и А. В. Калининко — за содействие в проведении расчетов на ЭВМ и Е. Г. Мирлину — за обсуждение полученных результатов.

## Литература

1. Боголепов К. В., Чиков Б. М. Геология дна океанов. М.: Наука, 1976. 247 с.
2. Бочарова Н. Ю., Мирлин Е. Г., Попов К. В. О закономерностях взаимного расположения океанических рифтовых зон и трансформных разломов.— Геотектоника, 1985, № 4, с. 100—109.
3. Галушкин Ю. И., Ушаков С. А. Мгновенная кинематика относительных перемещений литосферных плит.— В кн.: Строение литосферных плит. М.: Институт океанологии АН СССР, 1978, с. 28—53.
4. Глубинные разломы океанского дна/Отв. ред. Непрочнов Ю. П., М.: Наука, 1984. 221 с.
5. Мирлин Е. Г. Кайнозойская тектоника плит Исландского региона Северной Атлантики.— В сб.: Магнитные аномалии океанов и новая глобальная тектоника. М.: Наука, 1981, с. 175—197.
6. Рельеф дна Мирового океана. М-б 1:25 000 000. ГУНО Мин-ва обороны СССР, 1980.
7. Соловьева И. А. О поперечных нарушениях срединно-океанических хребтов.— Геотектоника, 1981, № 6, с. 15—31.
8. Фогт П. Р., Шнейдер Э. Д., Джонсон Г. Л. Кора и верхняя мантия под океаном.— В сб.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 481—550.
9. Froidevaux C. Energy dissipation and geometric structure at spreading plate boundaries.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, v. 20, p. 419—424.
10. Griffith A. A. The phenomena of rupture and flow in solids.— Phil. Trans. Roy. Soc., London, 1920, ser. A, v. 221, p. 163—198.
11. Herz W. Timing of spreading in South Atlantic, information from Brazilian alkalic rocks.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, v. 88, p. 101—112.
12. Lachenbruch A. H. A simple mechanical model for oceanic spreading centers.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, p. 3395—3417.
13. McKenzie D., Sclater J. G. The evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous.— Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 1971, v. 25, p. 437—528.
14. Minster J., Jordan T., Molnar P., Haines E. Numerical modeling of instantaneous plate tectonics.— Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 1974, v. 36, p. 541—576.
15. Neev D., Hall J. K., Saul J. M. The Pelusium megashear system across Africa and associated lineament swarms.— J. Geophys. Res., 1982, v. 87, № B2, p. 1015—1030.
16. Oldenburg D. W., Brune J. W. An explanation for orthogonality of ocean ridges and transform faults.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, № B17, p. 2575—2585.
17. Palmasson G., Saemundson K. Iceland in relation to the Mid-Atlantic ridge.— Annual Rev., Earth and Planet. Sci., 1974, v. 2, p. 25—50.
18. Talwani M., Eldholm O. Evolution of the Norwegian-Greenland Sea.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, v. 88, p. 969—999.
19. Whitmarsh B. 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, p. 1005—1023.
20. Wright J. B. Fracture systems in Nigeria and initiation of fracture zones in the South Atlantic.— Tectonophysics, 1976, v. 34, p. T43—T47.

УДК 551.241 + 551.461.8 + 552.16(519.3)

КЕПЕЖИНСКАС К. Б.

**СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ МОНГОЛИИ В ДОКЕМБРИИ — КЕМБРИИ**

Обосновано выделение пяти структурно-вещественных комплексов, отвечающих принципиально различным стадиям развития земной коры региона: дорифейские комплексы этапа формирования континентальной коры, ранне(?) - и среднерифейский комплексы стадии эпиконтинентальных бассейнов и позднерифейские — раннекембрийские комплексы океанической стадии, включая офиолиты.

Обнаруженные в столь древних офиолитах бониниты, состав других вулканических серий, ассоциирующиеся осадки и пр. свидетельствуют о том, что офиолиты представляют собой остатки палеоокеанической коры, обдуцированные на дорифейский сиалический фундамент. Палеотектоническая обстановка их формирования лучше всего согласуется с условиями островной дуги — окраинного бассейна.

Изучение ранних этапов эволюции литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса представляет одну из главных задач общей проблемы тектогенеза Азии. Ее решение тесно связано с изучением докембрийского фундамента Центрально-Азиатского пояса, поскольку происхождение последнего можно понять лишь через выявление взаимоотношений формаций океанической стадии его развития с подстилающим их субстратом.

Это представляет большой теоретический интерес, поскольку Центрально-Азиатский пояс является элементом глобальной структуры, а взаимоотношения его океанических комплексов и фундамента отражают общую эволюцию земной коры.

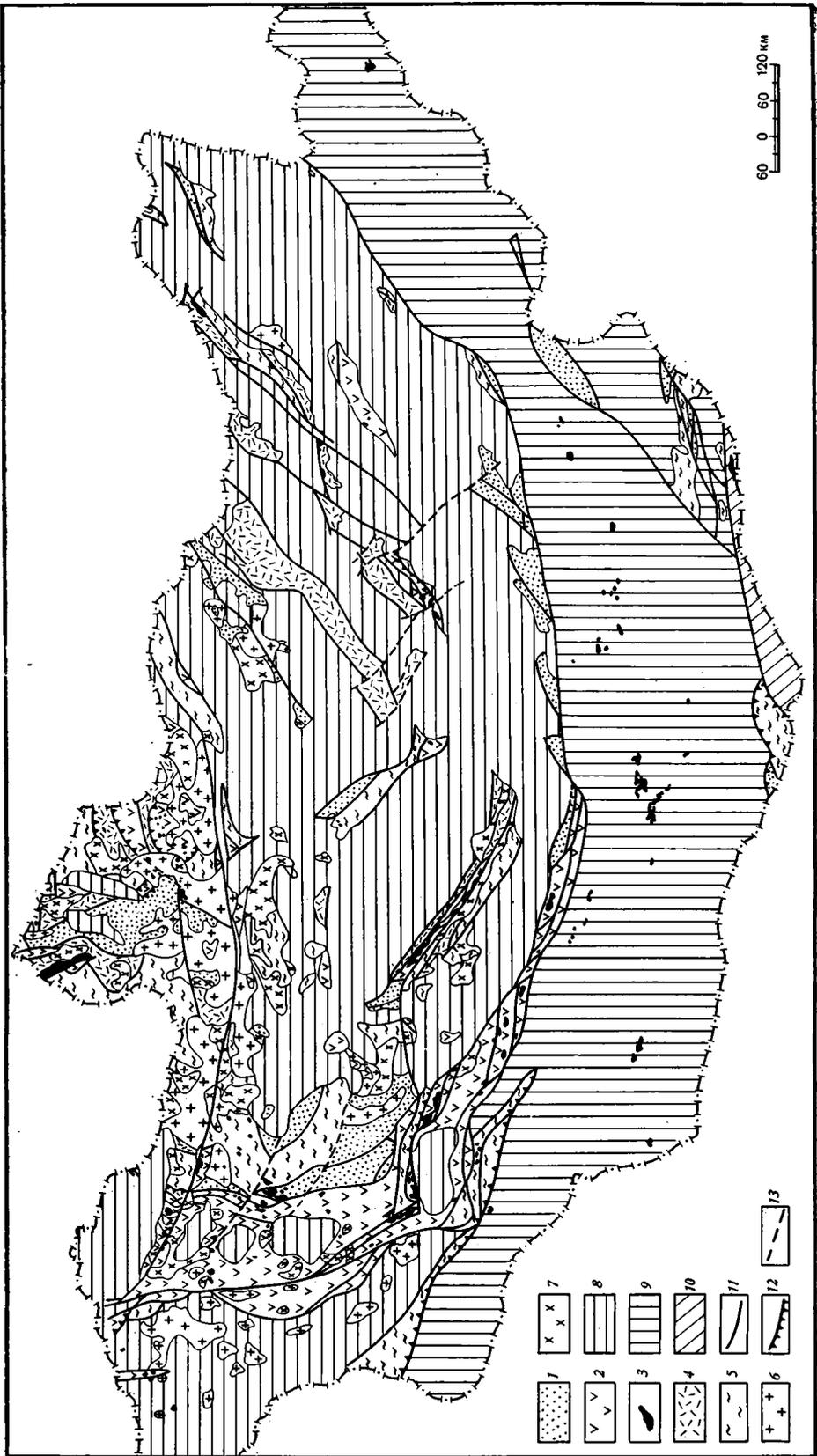
Данная проблема рассматривается на основе изучения докембрийских — нижнекембрийских метаморфических комплексов Монголии — одного из ключевых регионов Центрально-Азиатского пояса.

В геологическом строении Монголии принимают участие метаморфические породы, отвечающие принципиально различным стадиям развития земной коры региона: дорифейские комплексы этапа формирования континентальной коры, ранне(?) - и среднерифейский комплексы стадии эпиконтинентальных бассейнов и позднерифейские — раннекембрийские комплексы океанической стадии, включая офиолиты [6, 7].

На рис. 1 приведена упрощенная карта соотношений выделенных метаморфических комплексов обсуждаемого временного уровня, а также показаны области, различающиеся временем формирования континентальной коры. При этом каждая из трех разновозрастных областей с фанерозойской континентальной корой помимо выступов с дорифейской континентальной корой включает реликты пород океанической стадии.

На схематической карте (рис. 1) отчетливо видна чешуйчато-покровная структура метаморфических комплексов докембрийско-нижнекембрийского возраста.

**Древнейшие (дорифейские) образования** по крайней мере в Северной Монголии являются, по-видимому, преимущественно автохтонными и составляют комплексы фундамента. Они выступают в виде разобленных и в разной степени эродированных блоков, в пределах которых с известной условностью выделяются три возрастных уровня (табл. 1): 1) нижний архей ( $A_1$ ), 2) верхний архей ( $A_2$ ) и 3) нижний протерозой ( $PR_1$ ). Согласно данным табл. 1, каждый уровень характеризуется специфическим формационным составом и особенностями метаморфизма. История их развития на протяжении докембрия выяснена еще недостаточно. Мож-



## Структурно-вещественные комплексы дорифейского сиалического фундамента

Комплекс (возраст)	Породы	Фации и этапы метаморфизма
III. Балыктыгхемско-бумбугерский (PR <sub>1</sub> )	Мраморы и мраморизованные известняки с маломощными прослоями кальцифиров и кварцитов. Гранат- и диопсидсодержащие пара- и ортоамфиболиты. Двуслюдяные, гранатовые, амфиболовые гнейсы и сланцы. Тоналитовые гнейсы. Силлиманит-кордиеритовые гнейсы и мигматиты. Пегматиты с турмалином, гранатом и мусковитом. Гранитогнейсы, двуслюдяные и гранатсодержащие граниты. Гранодиориты (доскладчатые) Графитовые и диопсидовые мраморы, кератофиры. Кварциты (в том числе железистые). Ортогнейсы. Пегматоидные граниты (иногда с гранатом); ортотектитовые пегматиты	III. Амфиболитовая и эпидот - амфиболитовая, низких и повышенных $P$ ( $T \sim 600-700^\circ C$ , $P_{фл} \geq 3-7$ кбар)
II. Моренско - байдаргинский (A <sub>2</sub> )	Гнейсы, амфиболиты, мраморы, Fe-кварциты. Тоналитовые гнейсы, мигматиты Эклогиты и эклогитоподобные породы	II. Гранулитовая и амфиболитовая, переменных $P$ ( $T \sim 650-800^\circ C$ , $P_{фл} \geq 3,5-7,5$ кбар)
I. Эрзинский (A <sub>1</sub> )	Гранитогнейсы, двупироксеновые, гиперстеновые и шпинель-кордиерит-гранат - силлиманитовые гнейсы и сланцы, гранатовые кварциты, пироксен-скаполитовые породы, мигматиты и пегматиты; единичные амфиболовые породы	I. Гранулитовая, умеренных $P$ ( $T \sim 850^\circ C$ , $P_{фл} \leq 7,5$ кбар)

*Примечание.* Даты >3000, 2650 и 1700—1900 млн. лет по цирконам из эндербитов и раннескладчатых гранитов, полученные Rb—Rb термоэмиссионным и U—Pb изохронным методами, по [8].

но лишь с определенной уверенностью говорить о том, что континентальная кора в их пределах была создана к началу рифея, о чем свидетельствует широкое развитие плагиогранитов, часто поздних существенно калиевых гранитов (включая рапакививидные породы) и разнообразных мигматитов соответствующего возраста [2, 8 и др.].

Рис. 1. Схематическая карта, иллюстрирующая соотношения структурно-метаморфических комплексов докембрия — кембрия и основные этапы становления континентальной коры Монголии.

**Верхнерифейский — нижнекембрийский** метаморфизованный вулканогенно-осадочный комплекс, включающий офиолиты: 1 — вулканогенно-осадочные породы, представленные глубоководными, мелководными и шельфовыми фациями, преимущественно окраинно-морской и островодужной обстановок; островодужные известково-щелочные вулканиты; 2 — габброиды, толеитовые, известково-щелочные и бонинитовые шаровые лавы и параллельные дайки и ассоциирующиеся осадочные породы; 3 — ультрабазиты. **Нижне(?)** - и **среднерифейский** метаморфический комплекс: 4 — преимущественно метаосадочные породы с редкими прослоями кислых (реже основных) вулканитов. **Дорифейские** — метаморфические комплексы фундамента: 5 — гранитогнейсы, гранулиты, пара- и ортоамфиболиты, мраморы, кварциты, эклогиты и эклогитоподобные породы. **Интрузии**: 6 — девонские гранодиориты ( $\gamma\delta$ ) и граниты ( $\gamma$ ); 7 — средне- и верхнекембрийские тоналиты (Т) и плагиограниты ( $\sigma\gamma$ ). **Области с фанерозойской континентальной корой**: 8 — девонской (включая  $\gamma\delta$ ,  $\gamma$ , Т и  $\sigma\gamma$ ); 9 — позднепалеозойской; 10 — раннемезозойской. **Разломы**: 11 — главные разломы; 12 — надвиги; 13 — другие

Структурно-вещественные комплексы

Комплекс (возраст)	Фауна	Палеотектоническая обстановка
V. Дархатско-хубсугульский ( $R_3$ — $E_1$ )	Микрофитолиды $E_1$ ·V— $E_1$ , $R_3$ —V, $R_2$ . Онколиты $E_1$ , V— $E_1$ , $R_3$ —V, $R_2$ . Водоросли $E_1$ , V— $E_1$ . Строматолиты $E_1$ , V. Археоциаты, гастроподы, хиолиты $E_1$	Океанические бассейны (эв- и многоосинклинальные)
IV. Окинско-нарынский [ $R_1$ (?)— $R_2$ ]	Микрофитолиды $R_{1-2}$ , $R_2$ , $R_3$ . Онколиты $R_2$ , $R_3$ . Строматолиты $R_{1-2}$	Эпиконтинентальные бассейны и узкие троговые прогибы (предгеосинклинальные)

Примечание. Фаунистические определения по [1—3, 8 и др.].

**Рифей-нижнекембрийские метаморфические толщи** формируют верхний структурный этаж. В этих толщах выделяются два комплекса (табл. 2): нижний ( $R_1$ ?— $R_2$ ) и верхний ( $R_3$ — $E_1$ ). Породы этого возрастного уровня обычно находятся в аллохтонном залегании. В одних случаях покровы сложены образованиями какого-либо одного комплекса, в других — они представляют пакет покровов, в которых отдельные чешуи разделены серпентинитовым меланжем и олистостромами. Все это свидетельствует о значительном горизонтальном тектоническом перемещении блоков земной коры складчатых сооружений Монголии в отдельные моменты геологического прошлого.

Метаморфические образования ниже (?) - и средне-рифейского возраста характеризуются широким развитием метаполимиктовых и метааркозовых пород, образовавшихся за счет разрушения дорифейского континентального фундамента. В истории геологического развития Монголии они, по-видимому, маркируют время существования эпиконтинентальных прогибов, заполнявшихся терригенными, реже вулканогенными породами. Эта стадия, начавшаяся растяжением дорифейского сиалического основания, является предгеосинклинальной, непосредственно предшествующей времени формирования океанической коры. Ее начало фиксируется дайками основного состава, нередко представленными серией сближенных параллельных даек (например, гашунурский комплекс).

Позднерифейский — нижнекембрийский комплекс обладает специфическим формационным обликом. Здесь широко развиты основные эффузивы, отмечается резкая изменчивость фаций и формаций во времени и пространстве, а также мощностей толщ. Формирование пород комплекса происходило в нестабильной тектонической обстановке, что характерно для некоторых обстановок океанической стадии развития. Максимум развития собственно океанической стадии фиксируется офиолитами верхнего рифея — венда. Они представляют собой интенсивно деформированные тектонические пластины, надвинутые на континентальный фундамент. Строение каждой пластины индивидуально.

Достаточно хорошо это можно увидеть в Восточном Прихубсугулье (рис. 2). Здесь ниже (?) - и среднерифейский комплексы, а также островодужные формации и офиолиты, состоящие из шаровых лав и мафит-ультрамафитового комплекса, обдуцированы на гранитогнейсовые купола, которые образуют сиалический фундамент. Как породы фундамента, так и офиолиты прорваны средне- и верхнекембрийскими плагиогранитами и девонскими калиевыми гранитами.

## верхнего структурного этажа

Породы	Фашии и этапы метаморфизма
<p>Метаморфизованные граувакковые песчаники, гравелиты и конгломераты. Известняки, аргиллиты, туффиты, вулканокласты. Горизонты лав, сланцев. Примесь углистого вещества. Метаолистоостромы.</p> <p>Рассланцованные метаэффузивы с реликтами шаровой текстуры с толеитовым и известково-щелочным трендами. Тонкопелосчатые кремни, известняки. Метаультрамафиты</p> <p>Метаморфизованные песчаники, гравелиты, углеродистые сланцы и кварциты. Мраморизованные известняки. Полимиктовые метапесчаники, метаалевролиты, метапорфириты, кварцевые кераатофиры, туфы. Углистые сланцы с фукситом (<math>\pm</math> турмалином <math>\pm</math> силлиманитом)</p>	<p>V. Преимущественно зеленосланцевая (<math>T \leq 500^\circ \text{C}</math> <math>P_{\text{фл}}</math> 4,0—7,0 кбар)</p> <p>IV. Дистен-сланцевая и зеленосланцевая разных <math>P</math> (<math>T \leq 650^\circ \text{C}</math>, <math>P_{\text{фл}}</math> 3—7 кбар)</p>

Петрохимический анализ лав и параллельных даек офиолитовых комплексов выявил большое разнообразие типов вулканических пород, представленных различными толеитовыми, известково-щелочными и бонинитовыми сериями [4, 5 и др.].

Базальты и андезиты толеитовой серии, ассоциирующиеся с расслоенными габброидами, по низким концентрациям  $\text{K}_2\text{O}$  (0,1—0,5 вес. %), умеренным содержаниям  $\text{TiO}_2$  (1—1,8%) и относительно низкому  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (<15%) близки абиссальным толеитам. Вместе с тем на диаграмме (рис. 3, 4, линия 2) они обнаруживают тенденции, близкие к тренду толеитов примитивных островных дуг (о-в Тофуа). Эта серия занимает промежуточное положение между абиссальными толеитами и толеитами окраинных морей (рис. 3, 4, № 9, 13), с одной стороны, и умеренными известково-щелочными сериями — с другой, обнаруживая «островодужные» петрохимические признаки.

Основные лавы толеитовой серии, ассоциирующиеся с известково-щелочными вулканидами и граувакками (рис. 3, 4, линия 3), отличаются значимо более низкими содержаниями  $\text{TiO}_2$  (<0,9), высоким  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (18—21%), что в совокупности с трендом дифференциации на диаграммах Миаширо позволяет классифицировать их как низкотитанистую высокоглиноземистую серию толеитов, типичную для островных дуг [11].

Породы, дифференцированные до дацитов и риолитов, по составу и поведению петрогенных элементов отвечают типичным и умеренным известково-щелочным сериям. Они располагаются левее тренда вулкана Амаги в Идзу-Бонинской островной дуге (рис. 2, 4, линии 4—6).

Высоко и умеренно щелочные серии базальтов Северной Монголии, с характерными признаками подводных излияний, значительно обогащены  $\text{TiO}_2$  (>2%) и недосыщены  $\text{SiO}_2$  (<50%). Они близки вулканидам островных ассоциаций и сопоставляются с щелочными базальтами подводных возвышенностей Атлантики и Тихого океана (Императорские горы, поднятие Маркус-Неккер и др.), а также океанических склонов некоторых глубокоководных желобов.

Однако для выяснения генезиса офиолитов особое значение приобретают редкие диагностические серии пород специфического состава, устойчиво ассоциирующие с ультрамафитами и габброидами. К ним относится впервые установленный нами в Монголии дифференцированный ряд высокомагнезиальных низкотитанистых базальтов и андезитов, как правило, резко обедненных  $\text{CaO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (соответственно 4—6 и 6—14%) при значительных концентрациях  $\text{MgO}$  и  $\text{SiO}_2$ . По геохимическим характеристикам, а также низкому уровню концентраций редкоземельных эле-

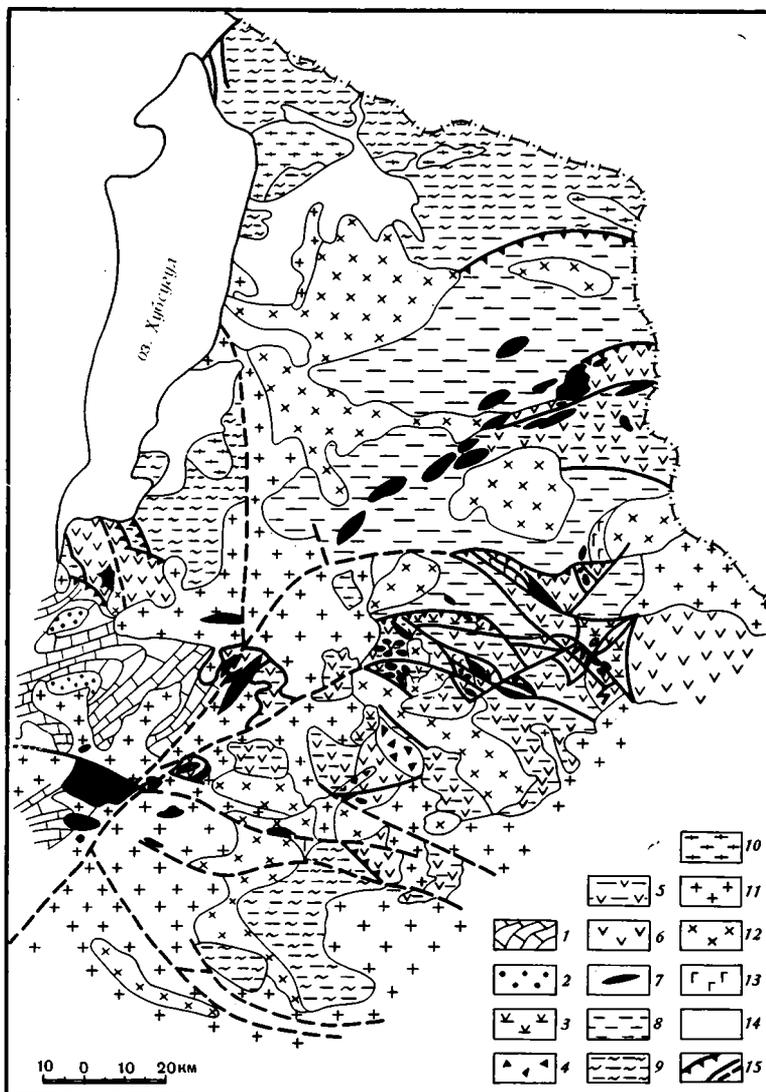


Рис. 2. Карта взаимоотношений структурно-метаморфических комплексов докембрия—кембрия Восточного Прихубсугулья  
**Верхнерифейский — нижнекембрийский** метаморфизованный вулканогенно-осадочный комплекс, включающий офиолиты, 1 — карбонаты, 2 — метаосадки, 3 — преимущественно зеленосланцевые известково-щелочные метавулканиды, 4 — метаолистоостромы, 5 — метаграувакки и метааркозы с подчиненными метавулканидами, 6 — недифференцированные шаровые толеитовые metabазальты с кремнями и известняками, 7 — metabазиты и ультрабазиты. **Нижне(?) - среднерифейский** метаморфический комплекс: 8 — преимущественно метаосадочные породы. **Дорифейские (нижнепротерозойские)** комплексы фундамента (гранитогнейсовые купола): 9 — амфиболиты, карбонаты, гнейсы крыльев куполов, 10 — гранитогнейсовые ядра куполов. **Интрузии:** 11 — девонские калиевые граниты, 12 — кембрийские плагнограниты, 13 — габбро, 14 — кайнозойские щелочные базальты. **Разломы:** 15 — надвиги и другие разломы

ментов (особенно LREE) (рис. 5) они аналогичны породам бонинитовой серии Марианского желоба, островов Бонин, Папуа-Новая Гвинея и Новая Каледония.

Своеобразные вариации химизма metabазитов параллельных даек и шаровых лав офиолитов Монголии, породы бонинитовой серии и характер ассоциирующихся с ними осадков (табл. 3) указывают на чрезвычайно сложную геодинамическую обстановку формирования, лучше всего согласующуюся с условиями островной дуги — окраинного бассейна [6, 7]. Наиболее вероятной обстановкой образования таких офиолитов

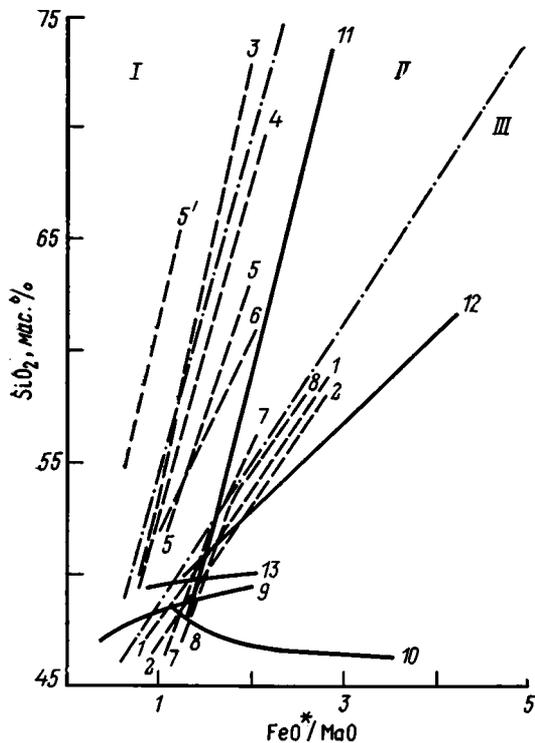


Рис. 3. Соотношение вариаций железистости и содержания кремнезема в метаэффузивах офиолитов Монголии и лавах главных геотектонических обстановок океана

1—13 — тренды фракционирования метаэффузивов Монголии (1—8) и лав главных геотектонических обстановок океана (9—13). 1—4 — метаэффузивы из различных тектонических пластин Восточного Прихубсугуля, 5 — шаровые лавы Хан-Тайшира, 5' — параллельные дайки Хан-Тайшира, 6 — метабазиты Тайшира, 7 — метавулканиты Керулена, 8 — метатолиты Баян-Хонгора; 9 — окраинный бассейн Лау, 10 — толеитовая серия массива Скаергаард, 11 — вулкан Амаги, 12 — о-в Тонга-Кермадекской островной дуге, 13 — абиссальные толеиты. I, II, III — поля типичных известково-щелочных, умеренно известково-щелочных и толеитовых серий по А. Мияширо [11]

могли быть окраинные бассейны. Такие окраинные моря юго-западной части Тихого океана развиваются в непосредственной близости к островным дугам и расширяются через спрединг вдоль высокодиффузионных зон. Комплекс параллельных даек бонинитового состава в офиолитах Монголии мы склонны рассматривать как признак задугового и интрадугового спрединга [4].

Среди метаморфических процессов, связанных с формированием литосферы региона в протерозое — нижнем кембрии, отчетливо фиксируется несколько разновозрастных событий. 1. Относительно длительный и высокотемпературный региональный метаморфизм, связанный с карельскими процессами, завершившими структурно-метаморфическую эволюцию пород фундамента. Типичные минеральные ассоциации и важнейшие характеристики состава минералов этого этапа приведены в табл. 1. Согласно этим данным, а также измеренным удельным объемам углекислоты и метана в первичных включениях, метаморфизм отвечал условиям амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций умеренных давлений [9] и характеризовался температурами порядка 600—700°С, а давление флюида колебалось в интервале 3,0—7,0 кбар. Гранаты в нижнепротерозойских породах, как правило, незональные или слабозональные, что

Сопоставление ряда характеристик некоторых

Офиолитовый комплекс (возраст)	Петрохимические серии	Характер дифференциации
Норвегия (от $O_1$ до $O_3$ ) Южная часть (Кармоу)	Толентовая (ТН); отдельные представители известково - щелочной (СА)	Широкие вариации составов ТН базальтов. Трондьемиты в дайковом комплексе
Северная часть (Скелвар и др.)	ТН	Недифференцированные низкокальциевые и высокожелезистые ТН базальты, схожие с абиссальными ТН
Юг Чили (МЗ)	ТН; умеренно СА	Дифференцированные серии ТН базальтов и андезитов. Появляются исландиты и кислые дайки
Монголия ( $R_3$ — $E_1$ ) Восточное Прихубсугулье, р. Алаг-Цари-Гол	ТН	Слабодифференцированная серия ТН базальтов, андезитов
Троодос, Кипр (МЗ)	СА, ТН, бонинитовая	Вариации от ТН океанического ложа и окраинных бассейнов до островодужных СА
Ньюфаундленд ( $O_1$ ) Беттс Кав	То же	Дифференцированная серия СА базальтов; дифференцированная серия ТН с трендом абиссальных ТН
Мингс Байт	СА, ТН	То же
Монголия ( $R_3$ — $E_1$ ) Хан-Тайшир	СА, бонинитовая	Дифференцированная СА серия андезитобазальтов, андезитов
Восточное Прихубсугулье, р. Эгйин-Гол	СА, ТН, бонинитовая, щелочная	Сильнодифференцированная СА серия, различно дифференцированные ТН серии с трендом окраинно-морских и островодужных толентов

говорит в пользу относительно большой длительности этапа метаморфизма, завершившего формирование дорифейского основания. 2. Сравнительно кратковременные (гранаты резко зональные) и более низкотемпературные метаморфические процессы, связанные с формированием верхнего структурного этажа. Среди последних намечаются два этапа. Первый — преимущественно зеленосланцевый (а в специфических тектонических зонах — дистен-сланцевый) этап метаморфизма, параллелизуемый с событиями гренвильского цикла, проявлен в породах нижне(?) - и среднерифейского комплекса. Второй, заключительный этап метаморфизма (по-видимому, с отдельными самостоятельными стадиями) отвечает преимущественно условиям фации зеленых сланцев ( $T \leq 500^\circ \text{C}$ ,  $P_{\text{фл}} 4,0$ — $7,0$  кбар). Он проявлен в породах верхнерифейско-нижнекембрийского комплекса, включая офиолиты, и связан с закрытием палеоокеана и тектоническим скупиванием в каледонское время. С ним связаны будинаж пород дорифейского фундамента, образование вокруг будин маломощных (до 1,5 см) куммингтонитовых кайм, деформация и продвижение отдельных фрагментов пород океанической стадии на окраину континента и пятнистый характер диафтореза пород фундамента в зоне их взаимодействия с офиолитовыми пластинами.

Хроматографические исследования состава флюидных включений в кварцах показали, что основу флюида метаморфизма рассмотренных

## эталонных офиолитовых комплексов мира и МНР

Наличие высокомагнезиальных низкотитанистых пород	Геохимические характеристики даек и лав (включая редкие земли)	Ассоциирующиеся вулканогенно-осадочные породы
Не обн.	Влияние островодужного магматизма	Переслаиваются с яшмами и кремнями-латитами. Перекрываются ими же, а также брекчиями, метаграувакками, черными сланцами и вулканокластами
»	Тренд ТН срединно-океанических хребтов и окраинных бассейнов	То же
»	Тренд ТН базальтов срединно - океанических хребтов и окраинных бассейнов	Перекрываются переотложенными пиллоу-брекчиями и вулканокластами андезитового состава
»	То же	Перекрываются флишем, граувакками, переходящими в грубообломочные песчаники, конгломераты
Покровы подушечных бонинитов в комплексе верхних лав	Тренд островных дуг или небольших задуговых бассейнов	Хемогенные отложения окислов Fe и Mn, радиоляриевые глинистые сланцы, несогласно перекрывающие кровлю лав кампанского возраста
Покровы подушечных бонинитов и бонинитовые параллельные дайки, Mg-базальты, андезиты	Островодужные извещество-щелочные тренды	Перекрываются пироксенсодержащими андезитовыми агломератами вулканогенно-осадочной формации
Присутствуют бониниты, Mg-базальты	То же	То же
Параллельные дайки бонинитов, реже покровы подушечных бонинитов	Тренды внутриокеанических островных дуг	Пестрые кремнистые сланцы, яшмы, граувакки турбидитного типа, глинистые сланцы, известняки
Присутствуют лавы бонинитов	Островодужный тренд	Содержат линзы известняков и кремней, перекрываются флишем, граувакками, переходящими в грубообломочные песчаники, конгломераты

этапов составляла углекисло-водносолевая смесь со значительными вариациями соотношений  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  и дополнительными компонентами ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{N}_2$ ) в зависимости от конкретной геотектонической обстановки. Так, породы фундамента вдали от надвигов и зон смятия характеризуются большими вариациями отношения  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  и незначительным количеством второстепенных компонентов. Породы верхнего структурного этажа, включая офиолиты, претерпевшие более низкотемпературный метаморфизм, характеризуются низкими отношениями  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$  и значительным количеством  $\text{N}_2$ . Породы фундамента из зон разломов и смятия, претерпевшие влияние нескольких этапов метаморфизма, по указанным характеристикам занимают промежуточное положение. И совершенно резко в сторону увеличения содержаний  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  выделяются будины по породам фундамента в зонах надвигов офиолитовых пластин. Скорее всего произошла закупорка («блокирование») флюида куммингтонитовой каймой, сформировавшейся в заключительный этап метаморфизма.

Структурно-метаморфическая эволюция земной коры в протерозое — раннем кембрии закончилась ее утолщением и как следствие этого — плавлением нижних горизонтов, что фиксируется внедрением плагиигранитов среднего — верхнего кембрия таннуольского типа. Это первые признаки преобразования океанической коры в континентальную. Оконча-

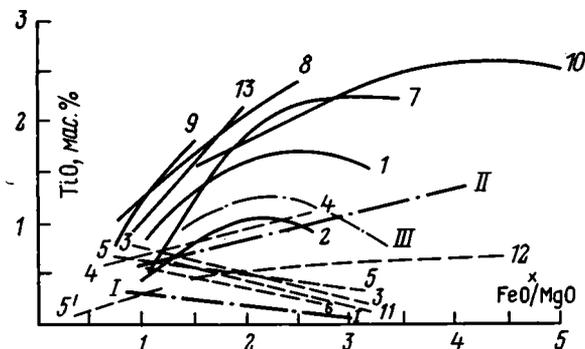


Рис. 4. Взаимоотношения изменений содержаний титана и вариаций железистости в эффузивах метаофиолитов Монголии и главных тектонических обстановок океана 1—13 — то же, что на рис. 3. I, II, III — средние тренды дифференциации типичных известково-щелочных, умеренно известково-щелочных и толеитовых серий

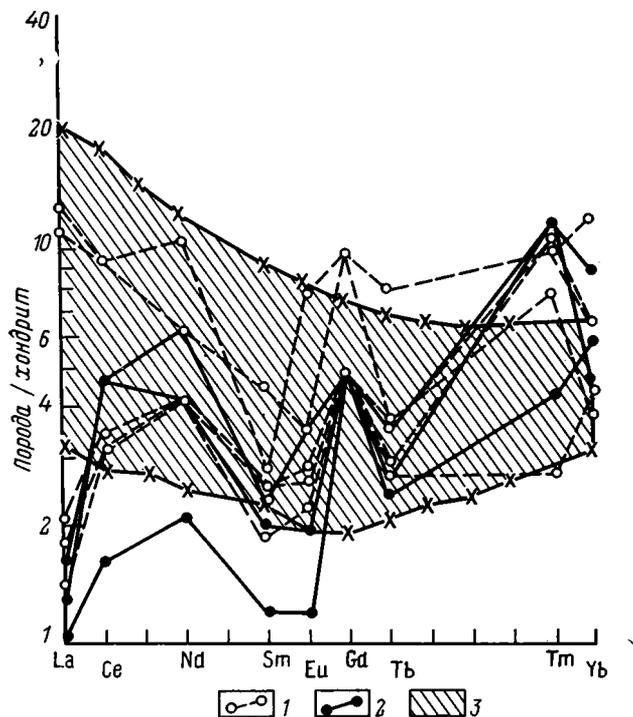


Рис. 5. Распределение редких земель в бонинитах метаофиолитов Монголии и фронтальных островных дугах западной части Тихого океана 1 — параллельные дайки Хан-Тайшира, 2 — сближенные дайки Восточного Прихубсугуля; 3 — дайки и покровы Новой Каледонии, Бонинских островов, островных склонов желоба Тонга и фронтальной Марианской дуги ( $n=30$ )

тельно процесс завершился в конце каледонского времени внедрением ниже- и среднедевонских калиевых гранитов.

Таким образом, основные закономерности эволюции земной коры рассматриваемого региона сводятся к следующим.

Офиолитовые комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса в пределах Монголии представляют собой остатки океанической коры, и большая часть, в первую очередь комплексы с сериями параллельных даек, была безусловно образована через спрединг.

Принципиальное тождество разреза океанической коры с офиолитовым фактически подтвердила скважина 504В в Коста-Риканском рифте,

вскрыв не только толщу толеитовых базальтов, но и комплекс параллельных даек низов второго слоя [10].

Почти полное отсутствие в составе офиолитов Монголии лав, сопоставимых с базальтами срединно-океанических хребтов, небольшие объемы окраинно-морских толеитов и преобладание островодужных известково-щелочных серий лучше всего согласуется с формированием в обстановке островной дуга — окраинный бассейн. Более того, обнаруженные нами впервые в мире в параллельных дайках столь древних офиолитов бониниты и породы известково-щелочной серии свидетельствуют о сложной эволюции палеоокеана. В таких офиолитах, видимо, следует различать два этапа формирования. Более ранний, связанный с образованием собственно океанической коры (включающей также мафит-ультрамафитовый комплекс), которая в более поздний этап эволюции палеоокеана выступает в качестве меланократового фундамента зарождающихся островных дуг. Дайковый комплекс маркирует начало этого процесса.

В пределах Монголии установлено несколько разновозрастных офиолитовых комплексов. В их пространственном расположении обнаруживается тенденция омоложения с севера на юг. Максимум образования офиолитов падает на верхний рифей — нижний кембрий.

Офиолиты почти всегда находятся в аллохтонном залегании, нередко обнаруживая пространственную сближенность пород, формировавшихся в резко различных и удаленных геотектонических обстановках. Это указывает на значительные горизонтальные перемещения.

Континентальная кора формировалась как в результате преобразования разновозрастной океанической коры, маркируемой офиолитами, так и наращиванием блоков ранней континентальной.

Намечаются четыре этапа становления континентальной земной коры Монголии: дорифейский, девонский, верхнепалеозойский и раннемезозойский.

В докембрии — раннем кембрии выделяются пять этапов прогрессивного регионального метаморфизма. Три (наиболее высокотемпературные) связаны с формированием дорифейского континентального основания. Два более поздних (преимущественно зеленсланцевые) принимали участие в преобразовании пород верхнего структурного этажа, включая верхнерифейские — нижнекембрийские офиолиты. Каждый этап регионального метаморфизма сопровождался складчатостью и внедрением гранитоидов.

#### Литература

1. Геология Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1973. 583 с.
2. *Зоненшайн Л. П., Томуртогоо О.* Офиолиты и основные закономерности формирования земной коры Монголии.— В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 135—145.
3. *Ильин А. В.* Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии — кембрии. М.: Наука, 1982. 116 с.
4. *Кеpezжинскас В. В.* Известково-щелочные параллельные дайки офиолитов как признаки интрадугового спрединга.— Докл. АН СССР, 1984, т. 278, № 3, с. 700—703.
5. *Кеpezжинскас К. Б., Дагис А. Л., Зоркина Л. С., Прусевич Н. А.* Химизм метавулканитов офиолитовых комплексов как индикатор различных палеотектонических обстановок.— Геология и геофизика, 1984, № 2, с. 11—24.
6. *Кеpezжинскас К. Б., Прусевич Н. А., Усова Л. В.* Палеотектоническая обстановка формирования и особенности метаморфизма вулканогенноосадочных формаций Восточного Прихубсугуля (МНР).— Геология и геофизика, 1984, № 7, с. 27—42.
7. *Кеpezжинскас К. Б., Кеpezжинскас В. В., Дондовын Томурхуу, Доржнамжаа Д.* Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Монголии.— В кн.: Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985, с. 19—31.
8. *Митрофанов Ф. П., Козаков И. К., Доржнамжаа Д.* Путеводитель к полевым геологическим маршрутам на территории МНР летом 1985 г. по теме «Докембрий в коледонских и герцинских структурах МНР». М.: ГИН АН СССР, 1985, 66 с.
9. Фации метаморфизма. Т. 1, М.: Недра, 1970. 432 с.
10. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Wash., 1983, v. 69, 864 p.
11. *Miyashiro A.* Classification, characteristics and origin ophiolites.— J. Geol., 1975, v. 83, № 2, p. 249—282.

УДК 551.243.552.4(571.5)

**МОРОЗОВ К. А.****О РОЛИ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ В СТРУКТУРЕ  
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ  
(НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ)**

На примере достаточно типичного докембрийского комплекса пород Западного Прибайкалья оценивается роль разрывных нарушений в структуре метаморфических толщ. Методом особо детального структурно-геологического картирования показано, что значительная часть геологических границ, обычно разделяющих литологически различающиеся тела и их ассоциации и часто поэтому считающихся первичными стратиграфическими границами, во многих случаях обладает всеми признаками вторичного, разрывного происхождения. Рассматривается влияние разрывных нарушений на характер стратификации толщ, их роль в создании значительной пестроты и дробности разрезов. Делается попытка приложить механизм тектонической адвекции для решения вопросов генезиса синметаморфических разрывов. Предполагается, что интенсивное разрывообразование, особенно в случае межформационных разрывных нарушений, можно рассматривать как отражение специфики протекания тектонических деформаций в условиях метаморфизма.

Все еще широко распространено мнение, что разрывные нарушения не характерны для структуры метаморфических толщ или же встречаются там по крайней мере гораздо реже, чем в осадочных неметаморфизованных комплексах. Объяснение этому видится в многочисленных хорошо известных фактах повышенной пластичности пород при метаморфизме, что исключает или уменьшает возможность осуществления синметаморфической деформации нарушением сплошности или разрывным нарушением. В противоположность этому не менее часто считается, что в отношении разрывных нарушений метаморфические комплексы ничем не отличаются от неметаморфизованных осадочных комплексов, и на геологических картах самого различного масштаба, составляемых в областях развития метаморфических толщ, обычно можно видеть стандартную диагонально-ортогональную систему разрывов, фиксируемых по смещению геологических границ, по наличию зон брекчирования или устанавливаемых при дешифрировании аэроснимков.

Однако очень детальные структурные и геолого-картировочные работы, проводимые в таких областях, позволяют добавить еще один, принципиально иной подход к рассматриваемой проблеме. Можно показать для многих метаморфических комплексов самого различного возраста и уровня метаморфизма, что значительная часть геологических границ, обычно при мелко- и среднемасштабном картировании считающихся нормальными, первичными, так как в большинстве своем разделяют литологически различающиеся подразделения, во многих случаях обладают признаками разрывного, тектонического происхождения, т. е. границы являются вторичными, новообразованными. Это существенно изменяет не только представление о роли разрывных нарушений в структуре метаморфических толщ, но и взгляд на природу в них многих геологических границ вообще, на характер чередования пород в разрезах и как следствие этого на возможность детального стратиграфического расчленения последних.

**ДОКЕМБРИЙ ПРИОЛЬХОНЬЯ**

В качестве примера рассмотрен комплекс пород докембрия Западного Прибайкалья, выходящий в узкой прибрежной полосе около о-ва Ольхон (Приольхонье), выгодно отличающийся от других известных автору и

подходящих для обсуждения рассматриваемых вопросов комплексов, хорошей обнаженностью, детальной изученностью и как следствие этого весьма высокой степенью достоверности полученных фактических материалов. Этот комплекс пород входит в состав складчатого обрамления юго-востока Сибирской платформы и состоит по меньшей мере из двух разновозрастных серий: ольхонской и ангинской [7—9]. Терригенно-карбонатный комплекс пород ольхонской серии, предположительно архейского возраста, претерпел региональные изменения сначала в условиях гранулитовой фации умеренных давлений, а затем неоднородно проявленные регрессивные преобразования уровня амфиболитовой фации и ультраметаморфизма. С последними синхронизируются самые ранние из распознаваемых изоклинальные лежачие складки  $F_1$  с северо-восточным простиранием осей. Две другие последовательно наложенные системы складок — асимметричные, наклонные складки  $F_2$ , исходно, вероятно, северо-западного простирания, и прямые  $F_3$  северо-восточной ориентировки — формировались на фоне уже несколько иных условий [8, 9, 16], отвечающих уровню субфаций кислотного выщелачивания на заключительных стадиях эволюции процессов ультраметаморфизма [5].

Регрессивные изменения в ольхонской серии были в то же время связаны с прогрессивными, зонально проявленными в интервале от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фации процессами метаморфизма в смежной вулканогенно-осадочной ангинской серии, вероятно, нижнепротерозойского возраста. Складчатые деформации в ней представлены только последними системами складок,  $F_2$  и  $F_3$ .

Неотъемлемым элементом структуры в обеих сериях являются разрывные нарушения, которые, как и складки, выделяются на всех масштабных уровнях, начиная от регионального и кончая масштабом обнажения.

### РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

**Признаки разрывных нарушений.** Каждое из рассматриваемых в настоящей работе разрывных нарушений выделено в общем случае независимо от масштаба на основании сразу нескольких признаков, свидетельствующих о наличии дискордантности или о нарушении сплошности между смежными объемами пород: 1) относительная прямолинейность или слабая деформированность границ, выделяемых в качестве разрывных, при одновременно крайне сложной многоэтапной внутренней складчатой структуре и текстуре в пределах блоков; 2) различие соприкасающихся по разрыву блоков в составе и характере (последовательности) чередования пород в разрезе; 3) различие в степени и направленности метаморфических изменений в соприкасающихся объемах; 4) разница в структурном стиле, в количестве генераций складок, деформационно-метаморфических текстур; 5) переориентировка к единому направлению плоскостных текстур, осей складок и линейных элементов в узких линейных зонах; 6) срезание геологических границ, тел, их мощностей, исчезновение (выпадение) из разреза или прерывистое присутствие в разрезе этих тел или их ассоциаций; 7) наличие зон милонитизации, катаклаза, тектонических сланцев, интенсивно плитчатых пород; 8) наличие зон повышенной деформации на фоне более слабо регионально деформированных пород; 9) наличие зон диафорических и интенсивных метасоматических изменений; 10) несоответствие последовательности чередования геологических тел на крыльях крупных картируемых складок; 11) перемежаемость одного и того же геологического тела с другими геологическими телами в разных местах разреза в различных, часто не повторяющихся сочетаниях.

**Региональные разрывные нарушения.** Протягивающиеся через весь район на расстоянии около 30—50 км и более, они расчленяют Приольхонье на узкие протяженные блоки-пластины или линзы, вытянутые в целом в северо-восточном направлении (рис. 1). Первый из упомянутых выше признаков применим практически ко всем разрывным нарушениям

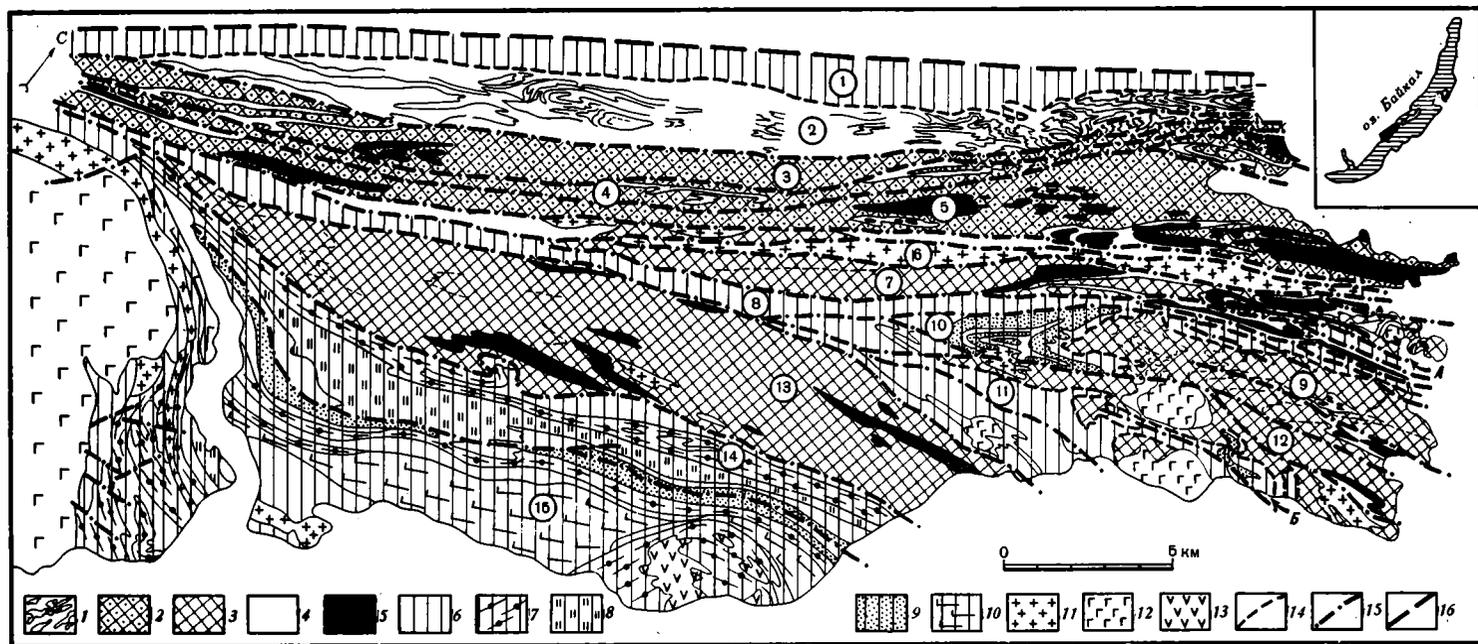


Рис. 1. Схематическая карта ольхонского комплекса пород Западного Прибайкалья. Во врезке местоположение района в регионе 1—5 — ольхонская серия: 1 — породы гранулитовой фации метаморфизма, 2 — продукты ультраметаморфизма с реликтами гранулитовой фации, 3 — продукты ультраметаморфизма, 4 — мраморы, 5 — амфиболиты; 6—10 — ангинская серия: 6 — мраморы, 7 — амфиболиты, 8 — двуслюдяные гнейсы, 9 — кварциты, 10 — метаднабазы; 11—13 — интрузивные образования: 11 — граниты, 12 — габбро, 13 — щелочные интрузии; 14—16 — разрывные нарушения: 14 — ранней генерации, 15 — поздней генерации, 16 — Приморский разлом. А, Б — местоположение детальных участков, изображенных соответственно на рис. 2 и 3. Цифрами в кружках обозначены блоки, описываемые в тексте

регионального масштаба, в то время как остальные признаки в различных, не всегда повторяющихся сочетаниях друг с другом характеризуют отдельно тот или иной крупный разрыв. Так, например, граница между блоками 2 и 3 разделяет существенно мраморно-двупироксенсланцевый комплекс пород, пронизанный многочисленными интрузиями основного состава, и мигматит-амфиболитовую толщу с редкими горизонтами мраморов. К этой границе приурочена резкая смена степени измененности пород регрессивными преобразованиями, от пород собственно гранулитовой фации, частично или умеренно затронутых наложенными процессами амфиболитизации и гранитизации, к мигматитам и амфиболитам с многочисленными реликтами гранулитовой фации. Кроме того, она срезает геологические границы в обоих блоках и отмечена достаточно мощной зоной интенсивнейшей милонитизации мигматитов. В мраморно-сланцевой толще блока 2 милонитизация вдоль этой границы встречается локально, небольшими участками, так как залечена процессами перекристаллизации карбонатов. Тот факт, что милонитизация наложена на текстуру мигматитов, сформированную, как отмечалось ранее, одновременно с лежачими складками  $F_1$ , позволяет считать возраст этого нарушения более молодым, синхронным, по всей видимости, с этапом формирования прямых складок  $F_2$  северо-восточного простирания. Это подтверждается значительной прямолинейностью разрывной границы, субвертикальным ее положением и субпараллельностью осевым поверхностям складок  $F_2$ .

Бликие к описанному сочетания признаков имеют границы между блоками 3 и 4, 4 и 5, 5 и 6. Шестой блок выделяется среди прочих обилием гранитного жильного материала в его весьма пестром и сильно дезинтегрированном карбонатно-гнейсовом субстрате и представляет собой, вероятно, сам по себе мощную разрывную зону.

Границы между блоками 1 и 2, 9 и 10, 11 и 12, 13 и 14 по совокупности признаков заметно отличаются от предыдущей группы разрывных нарушений, условно синхронизированных со складками  $F_2$ . Они разделяют блоки, различающиеся одновременно по литологическому набору пород, по уровню и направленности метаморфических изменений, по стилю и сложности структуры и сами, как правило, деформированы последними складками  $F_2$ . Это позволяет считать их более ранними, чем границы предыдущей группы, а то обстоятельство, что по ним в большинстве случаев соприкасаются толщи, относимые по ряду признаков [7, 8] к разновозрастным сериям (ангинской, ольхонской), дает основание предполагать, что они могут быть и границами тектонических (угловых) несогласий, разделяющих составные части всего гетерогенного метаморфического комплекса Приольхонья.

**Крупные и мелкие разрывные нарушения.** Обращаясь к структуре толщ между любыми двумя смежными региональными разломами и переходя при этом на следующие по масштабу уровни, можно показать, что количество распознаваемых разрывных нарушений в общем случае нарастает с увеличением детальности рассмотрения.

Одним из примеров в рассматриваемом картируемом масштабе является участок п-ова Крест (рис. 2) в северо-восточной части блока 7 (участок А на рис. 1), где можно наблюдать наиболее типичную картину соотношения в полистадийной складчато-разрывной структуре различных пород ольхонской серии. Здесь выявляются изоклиналиные, исходно лежащие складки  $F_1$ , повторно изогнутые прямыми, соосными с ними складками  $F_2$  северо-восточного простирания (домены I, II, X), а также отдельные мелкие складки  $F_2$  с северо-западной ориентировкой осей (домены I, III, VII, VIII). Вполне естественно, что каждая из систем складок деформирует те геологические тела, их ассоциации и поверхности раздела между ними, которые к моменту формирования этих складок уже существовали, поэтому границы, изогнутые, например, складками  $F_2$  и не затронутые складками  $F_1$ , нельзя однозначно относить к первичным, а при наличии определенных признаков могут интерпретироваться как вторичные, разрывные.

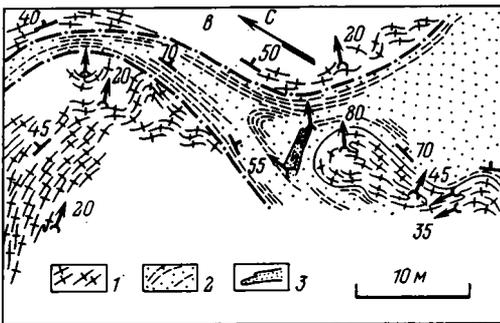
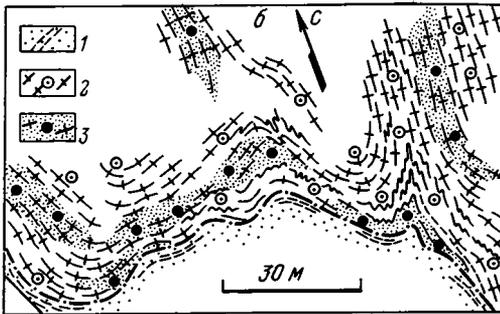
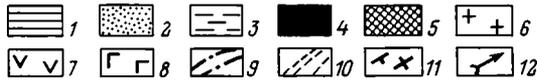
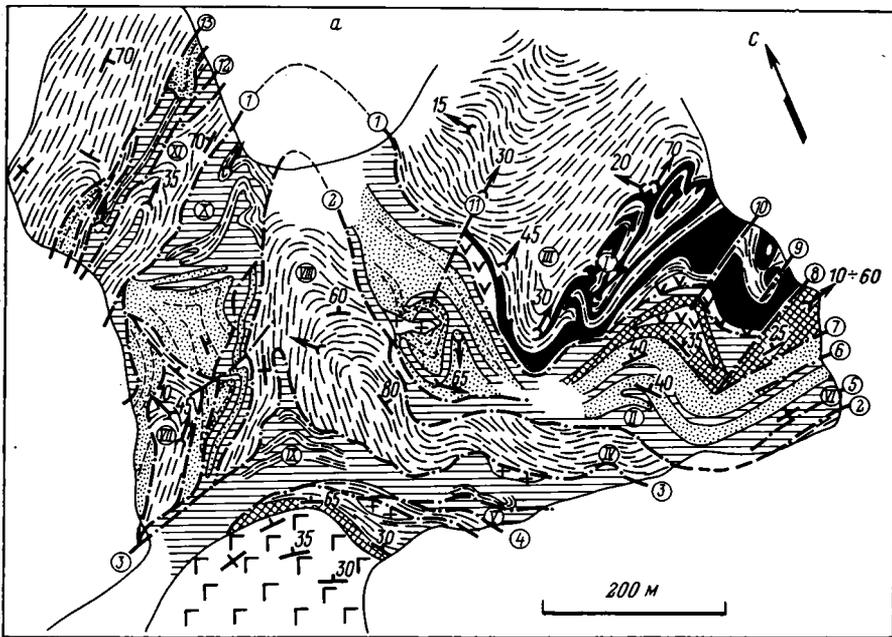


Рис. 2. а — геолого-петрографическая карта участка п-ова Крест (участок А на рис. 1): 1 — мраморы, 2 — пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, 3 — мигматиты, 4 — амфиболиты, 5 — кварциты, 6 — пегматиты, 7 — ортоамфиболиты, 8 — габбро, 9 — разрывные нарушения, 10 — плоскостные текстуры, 11 — элементы залегания, 12 — линейные элементы. Цифрами в кружках обозначены разрывные нарушения, упоминаемые в тексте; римскими цифрами в кружках — отдельные домены участка; б — детальная карта домена IV: 1 — мраморы, 2 — мигматиты без реликтов амфибола, 3 — мигматиты с реликтами амфибола; в — детальная карта домена V: 1 — мигматиты, 2 — мраморы, 3 — кварц-мусковитовые сланцы

Например, граница 1, будучи слабо изогнутой только складками  $F_1$ , и располагаясь в целом субпараллельно осевым поверхностям складок  $F_1$ , разделяет участки, интенсивно перемятые складками трех генераций. При этом интерференционный структурный рисунок геологических тел по обе стороны от этой границы находится в резком несоответствии с ее относительно простой конфигурацией. Кроме того, с одной и той же полосой мраморов, протягивающихся вдоль границы 1, по другую сторону последней контактируют различные породы — толща однообразных мигматитов, толща тонкого складчатого чередования амфиболитов и мигматитов и толща амфиболитов. К этой же границе приурочены небольшие линзовидные тела массивных гранатсодержащих амфиболитов заведомо интрузивного генезиса. Не менее существенно и то обстоятельство, что толща тонкого складчатого чередования мигматитов с амфиболитами (домен I на рис. 2, а), располагаясь в крыле крупной синформы  $F_2$  (домен III), изгибающей и границу 1, не переходит в противоположное крыло синформы, как это следовало бы ожидать в случае нормального стратиграфического характера границы 1. Последнее обстоятельство, а также все вышеупомянутые факты позволяют считать ее разрывной, тектонической.

Не менее очевидна разрывная природа и границ 2 и 3. Они ограничивают толщу мигматитов со сложной полистадийной линзовидно-складчатой внутренней структурой (см. рис. 2, б), обусловленной неоднократной складчатостью и текстурной перестройкой. Здесь устанавливаются три генерации кварцевых прожилков и мигматитовой полосчатости не только пространственно различных, секущих друг друга систем, но и разного, закономерно эволюционирующего во времени, состава (от плагиоклазовой к калишпат-плагиоклазовой лейкосоме). Их пространственное положение контролируется соответственно тремя разновозрастными системами кристаллизационной сланцеватости, выраженной слюдистыми минералами. В то же время сами границы изогнуты только складками  $F_2$ , что в совокупности соответствует первому из перечисленных ранее признаков разрывных нарушений. Помимо срезания местами обеими границами элементов внутренней структуры мигматитов для каждой из них в отдельности можно привести дополнительные аргументы. Так, для границы 2 следует иметь в виду, что разрез на двух противоположных крыльях крупной антиформы  $F_2$  (домен VIII на рис. 2, а) не одинаков: в полосу чередования пироксеновых амфиболитов и мраморов на западном крыле вклиниваются блоки мигматитов (домен VII) и мраморно-мигматитовая толща (домен X), отсутствующие на восточном крыле между границами 1 и 2. Весьма выразителен и факт выклинивания всей мигматитовой толщи в целом около границы 3 в левом нижнем углу карты между доменами VII и IX, а также приуроченность к этой границе линзовидных тел пегматитов.

Многими из упомянутых, но наблюдаемыми лишь в масштабе обнажения, признаками обладает и серия разрывов 4 — это срезание геологических границ и плоскостных текстур, резкая дискордантность между крайне сложной внутренней структурой пачек и прямолинейностью ограничивающих их поверхностей (см. рис. 2, в), внедрение многочисленных пегматитовых жил. Необходимо отметить, что мраморы, примыкающие к разрывам, обычно обладают хорошо выраженной однообразной сланцеватостью по чешуйкам графита и вытянутости зерен кальцита, а также четкой плитчатостью, которые, несмотря на крайне сложные построению складчатые фрагменты силикатных прослоев в субстрате, в целом повторяют очертания самих разрывов. Несомненно, что это совпадение сланцеватости и границ является благоприобретенным в ходе разрывообразования.

Умеренно наклонное к северо-востоку залегание поверхностей рассмотренных разрывных нарушений, соответствующее общему относительно пологому залеганию плоскостных текстур различных пород участка Крест, субпараллельность в плане разрывных нарушений и осевых поверхностей складок  $F_1$  (домены I, II, V) и изогнутость их в замках скла-

док  $F_3$  — все это позволяет условно синхронизировать их по времени с самыми ранними лежащими складками  $F_1$  и предположить первоначально пологое их положение типа шарьяжных сместителей.

Некоторые из разрывов, ориентированные местами приблизительно так же, как и только что описанные (например, 5, 6, 7), сопровождаются мелкими приазломными складками резко дисгармоничной морфологии, которые приблизительно соосны складкам  $F_2$  северо-западного простирания. Поверхности их сместителей помечены обычно узкими зонами весьма характерных диафорических изменений, минеральный состав которых соответствует кварц-мусковитовой и кварц-эпидотовой субфациям кислотного выщелачивания. Эти особенности, а также то обстоятельство, что складки  $F_2$  уже несут минерализацию стадии кислотного выщелачивания [16], позволяют допустить близкоевременное формирование таких разрывов и складок  $F_2$ .

Наконец, достаточно явно выделяется группа субвертикальных прямолинейных разрывов (разрывы 8—11 на рис. 2, *a*) северо-восточного простирания, параллельных осевым поверхностям складок  $F_3$  и смещающих разрывные границы предыдущих генераций. В обнажениях эти разрывы часто выражены зонами развальцевания пород и их хлоритизации и эпидотизации.

Другой, не менее показательный участок представлен на карте так называемой Будохтинской структуры (рис. 3), расположенной на границе между блоками 11 и 12 (участок *B* на рис. 1) у береговой линии оз. Байкал. Здесь в складчатой структуре, образованной двумя смежными крупными складками  $F_3$  с субвертикальными шарнирами, изогнута крайне пестрая и сложная по строению линзовидно-складчатая карбонатно-сланцевая толща, условно отнесенная к ангинской серии, которая с севера и востока граничит с амфиболит-мигматитовой толщей ольхонской серии.

Граница между двумя сериями относится к категории описанных ранее региональных тектонических нарушений второй группы и обладает в деталях всеми характерными для них признаками. Будучи в целом конформной осертаниям Будохтинской структуры, т. е. принимая участие в изгибах замков складок  $F_3$ , она является границей раздела двух разных формационных комплексов с различной историей деформационных и вещественных преобразований. Так, в карбонатно-сланцевом разрезе уверенно распознаются две картируемые генерации складок, тогда как в толще окружающих мигматитов повсеместно встречаются три генерации мелких складок. В пределах амфиболит-мигматитовой части разреза отчетливо видно, что его крупные литологические подразделения (амфиболиты, мигматиты двух типов) и границы раздела между ними срезаны этим нарушением, а внутренняя гетерогенная деформационно-метаморфическая расслоенность одной из разновидностей мигматитов (рис. 4, *a* — домен I на рис. 3) находится в резком несогласии с ним. Точно так же оно срезает многие геологические тела и границы карбонатно-сланцевой толщи, а в некоторых участках к этому нарушению приурочено внедрение мощных пегматитовых жил.

В пределах карбонатно-сланцевой части разреза на самых различных масштабных уровнях можно выделить большое количество различных по значимости разрывных нарушений. На картируемом уровне опять-таки существуют разрывы, как изогнутые складками  $F_3$  (обозначены цифрами 1—6 в кружках на рис. 3), так и прямолинейные, располагающиеся в целом субпараллельно их осевым поверхностям (обозначены цифрами 7—11 в кружках).

Последние выявляются и синхронизируются со складками  $F_3$  достаточно однозначно в замковых частях структуры по отчетливому смещению и срезанию геологических границ, по субпараллельной осевым поверхностям ориентировке. В участках же крыльев их простирания приблизительно совпадают с общим простиранием всех геологических границ, и задача их отделения от более ранних разрывных нарушений усложняется или становится неразрешимой, за исключением отдельных

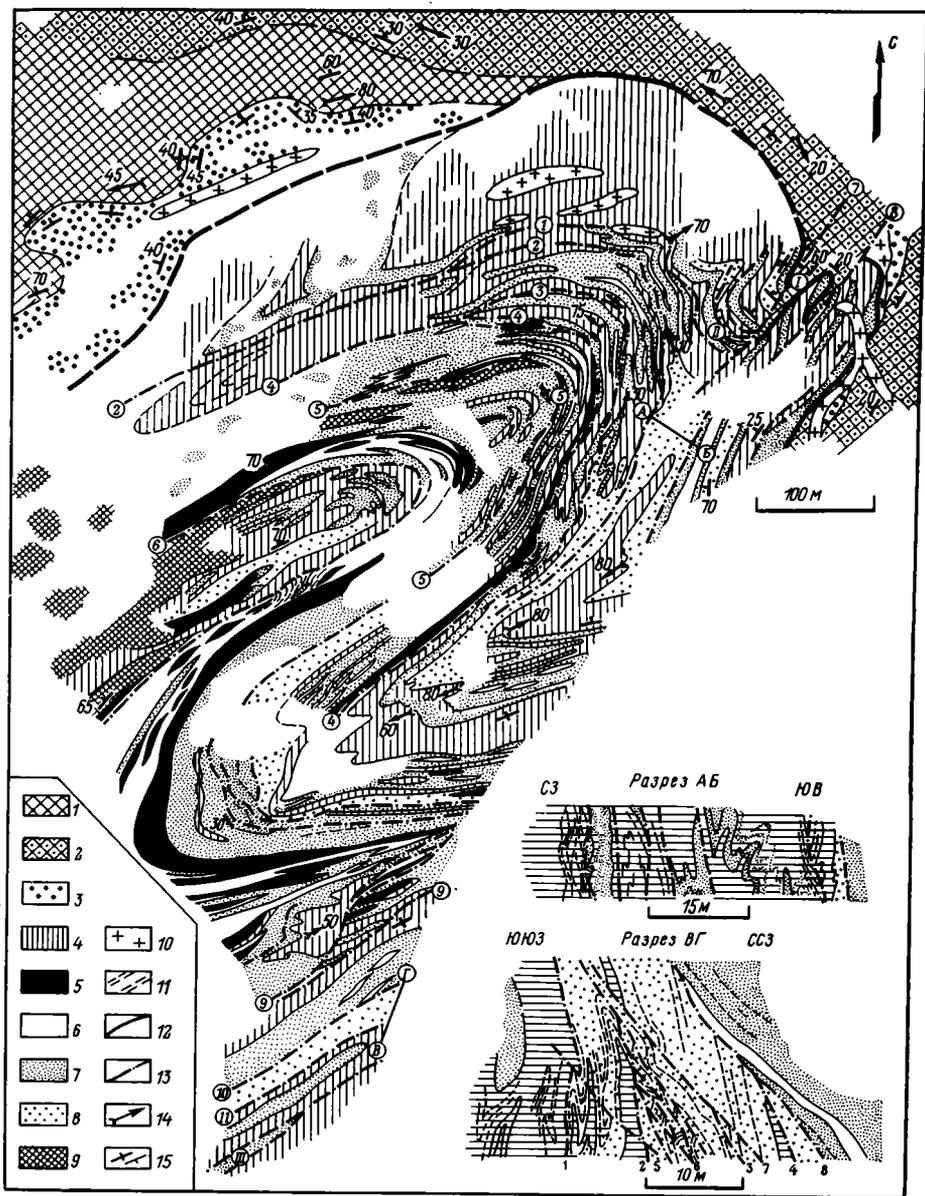


Рис. 3. Геолого-петрографическая карта Будокхтинской структуры (участок Б на рис. 1) 1—3 — ольхонская серия: 1 — мигматиты с бурым биотитом, 2 — мигматиты с зеленым биотитом, 3 — амфиболиты; 4—9 — условно ангинская серия: 4 — мраморы, 5 — амфиболиты, 6 — мигматиты, 7 — кварц-мусковитовые сланцы, 8 — карбонатно-сланцевая толща нерасчлененная, 9 — кварциты; 10 — пегматиты, 11 — плоскостные текстуры; 12 — граница между сериями, 13 — разрывные нарушения, 14 — шарниры складок, 15 — элементы залегания. Цифрами в кружках обозначены разрывы, упоминаемые в тексте; римскими цифрами в кружках — местоположение деталей участков, изображенных на рис. 4

благоприятных ситуаций, о которых будет сказано ниже. Что касается первых, более ранних разрывных нарушений, то, как и в предыдущем примере, их разрывную природу следует обосновывать и доказывать, так как они обычно выглядят нормальными геологическими границами.

Действительно, привычное для синметаморфических разрывов морфологическое выражение типа зон интенсивного катаклаза и милонитизации, устанавливается далеко не везде, а лишь изредка, в виде непротяженных линзовидных участков на отдельных отрезках рассматриваемых

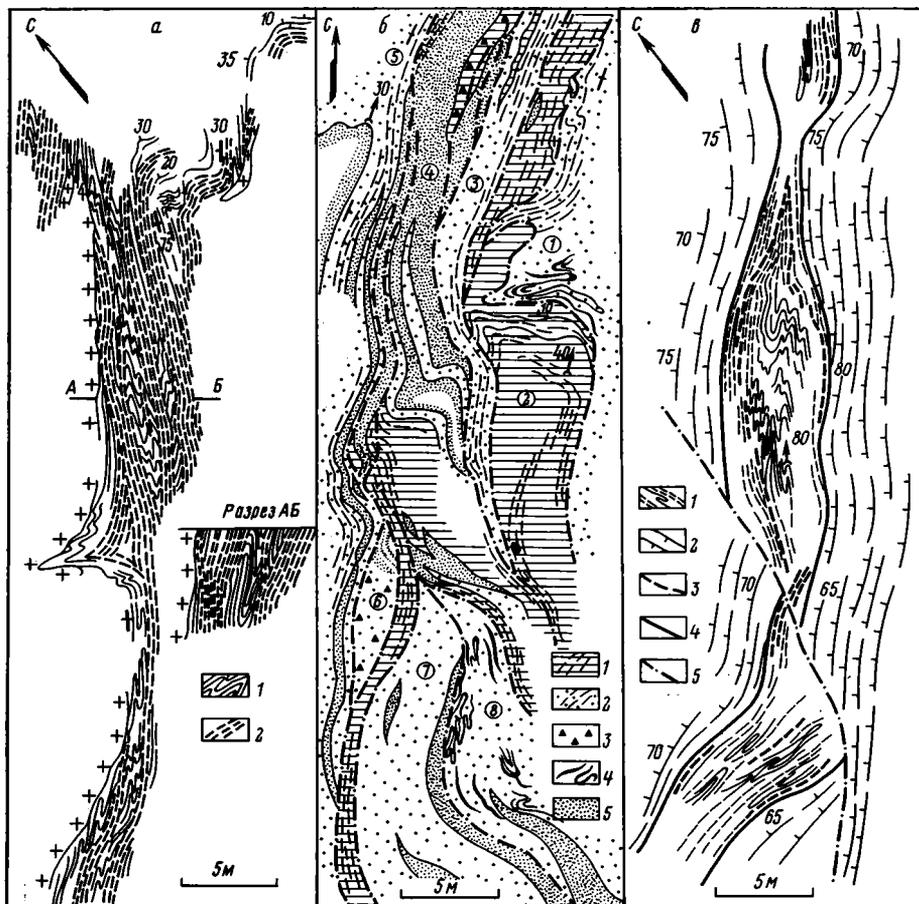


Рис. 4. Детали строения Будокхтинской структуры. Обозначены соответственно римскими цифрами в кружках I, II, III на рис. 3  
*a* — 1 — мигматиты ранней генерации; 2 — мигматиты поздней генерации; б — 1 — кальцитовые мраморы, 2 — доломитовые мраморы, 3 — брекчии, 4 — жилные кварциты, 5 — кварц-мусковитовые сланцы, *v* — 1 — кварц-мусковитовые сланцы, 2 — мраморы, 3—5 — разрывы: 3 — ранней генерации, 4 — средней, 5 — поздней генерации. Цифрами в кружках обозначены блоки, упоминаемые в тексте

мых границ (например, 2, 4, 5, 6). Вместе с тем во многих случаях (особенно в мраморах и обогащенных кварцем породах) видны свидетельства значительной перекристаллизации милонитизированных разностей, приводящей к затушевыванию или полному уничтожению следов деструкции породы, что объясняет отсутствие таковых на всем протяжении разрывных линий. Опять-таки лишь некоторые из них (разрывы 2, 4, 5) участками фиксируются протяженными лентообразными телами пегматитовых жил, причем не всегда картируемого масштаба. Общее же в рассматриваемом масштабе для этих разрывных нарушений то, что относительная простота их конфигурации находится в явном несоответствии с гораздо более сложной внутренней структурой тех объемов, которые они ограничивают. В пределах этих объемов устанавливаются либо неоднократные (как минимум двукратные) складчатые деформации, либо неоднократные деформационно-текстурные перестройки в виде полосчатостей, плоскостных текстур, пластообразных тел и зон того или иного состава, сложное соотношение которых совместно с многочисленными мелкими разрывами обусловило весьма характерный линзовидно-складчатый стиль структуры [10, 18]. Разрывные же границы рассматриваемой группы, судя по всему, испытали деформации только последнего этапа. Кроме того, устанавливается, что каждый из этих раз-

рывов на своем протяжении неоднократно в различных местах срезает геологические границы и тела, и это приводит к тому, что на разных отрезках одной и той же картируемой линии, выделяемой в качестве разрыва, соприкасаются друг с другом породы самого различного состава и генезиса (разрывы 5, 6 и др. на рис. 3). Второй стороной этого же обстоятельства является то, что при пересечении Будохтинской структуры с севера на юг на ее крыльях нельзя видеть полного повторения разреза, так как постоянно происходит выпадение отдельных его частей или же, наоборот, появляются новые составные элементы.

Если углубить детальность рассмотрения структуры до масштаба отдельных картируемых обнажений (мезоструктура), то можно показать, что такая ситуация связана не только с теми достаточно крупными разрывными нарушениями (первого порядка для данной структуры), о которых шла речь, но и с разрывами более высоких порядков, представляющих собой неотъемлемый элемент мезоструктуры.

Один из участков, характеризующих мезоструктуру, расположенный в восточном замке Будохтинской складки (домен II на рис. 3), представлен на рис. 4, б. Здесь линзовидно-тектонический характер геологических тел и разрывная природа границ между ними достаточно очевидны (что выясняется, правда, лишь при тщательной документации картируемых обнажений) и не требуют особых доказательств. Следует обратить внимание лишь на то, что ни одно из этих геологических тел, каждое с определенной внутренней структурой, не протягивается через весь домен, выклиниваясь или теряя свою мощность, срезая друг друга, разветвляясь. Весьма существенно, что отдельные разрывы или их отрезки субпараллельны осевым поверхностям складок, устанавливаемым внутри линз и пластин.

Еще один пример (см. рис. 4, в), характеризующий мезоструктуру Будохтинского участка (домен III на рис. 3), интересен тем, что представляет собой наиболее часто встречающуюся ситуацию, которую можно, на наш взгляд, интерпретировать в общем ключе рассматриваемой проблемы. Здесь узкий протяженный пластообразный блок мусковитосодержащих кварцитов с графитом расположен среди рассланцованных мраморов. Сразу же бросается в глаза несоответствие между складчатым характером кварцитов и однообразием ориентировки плоскостной текстуры вмещающих мраморов в совокупности с относительной прямолинейностью границ между этими породами. При ближайшем рассмотрении оказывается, что в полосе кварцитов находятся складки двух генераций, ранняя из которых представлена изоклинальными складками (амплитуда до 2—3 м при ширине 10—20 см) со сланцеватостью осевой плоскости по графиту. Складки второй генерации, от открытых до тесно сжатых, изгибают в своих замках упомянутую сланцеватость по графиту и не имеют собственной сланцеватости осевой плоскости. В пределах блока кварцитов видно несколько узких зон интенсивнейшей милонитизации породы, в которых образуются существенно графитистые черные сланцы. Эти зоны, несомненно разрывного происхождения, срезаются внешними границами кварцитов. К последним под острым углом подходит и плоскостная текстура окружающих мраморов, ориентированная, кстати говоря, вдоль осевых поверхностей мелких складок, встречающихся в смежных объемах мраморов. Все эти факты, как и в предыдущих примерах, позволяют считать границы между кварцитами и мраморами разрывными, а само тело кварцитов — тектонической пластиной.

Характер соотношения складок, геологических границ различного генезиса и разрывных нарушений особенно хорошо виден в вертикальных стенках некоторых обнажений, в береговых обрывах. Именно здесь выявляются многие разрывные нарушения различных порядков, не всегда распознаваемые в плане ввиду того, что они, как правило, разделяют объемы пород различной литологии и поэтому принимаются обычно за нормальные геологические контакты. На разрезе АБ рис. 3, сделанном по борту глубокого оврага, показаны как раз такие нарушения, которые не удастся проследить и обосновать в плане, в толще нерасчлененных

карбонатно-сланцевых пород пластины, ограниченной разрывами 1 и 2 (см. рис. 3). Здесь, на расстоянии около 50 м выявлена целая серия субвертикальных разрывов, общим для которых является то, что они все так или иначе срезают геологические границы, тела, текстуры. Они не участвуют в видимых в обнажении складках среднего размера, наоборот, срезают их крылья или замки, располагаясь в целом вдоль их осевых поверхностей. Самое крайнее слева на разрезе разрывное нарушение, соответствующее разрыву 2 на рис. 3, помечено мощной зоной милонитизации мраморов, о чем ранее уже говорилось. Крайнее справа на разрезе разрывное нарушение, будучи прямолинейным, разделяет сложнопостроенный карбонатно-сланцевый разрез и не менее сложнопостроенную толщу слюдястых плагиосланцев, с обилием мелких складок и плоскостных текстур как минимум двух генераций. Тектонический характер этой границы следует также из того факта, что слюдястые плагиосланцы не протягиваются далее в периклиинальную часть восточного замка мега-складки  $F_3$ , вслед за нерасчлененной карбонатно-сланцевой толщей, как этого следовало бы ожидать в случае нормального характера границ между ними.

На разрезе ВГ, сделанном в береговых обрывах Байкала, можно видеть две системы разрывных нарушений. Одна — система крутых, субвертикальных разрывов (разрывы 1—4), располагающихся субпараллельно осевым поверхностям изоклиналиных складок ранней генерации и срезающих геологические границы под очень острым углом. Разрывные нарушения второй системы — более пологие (разрывы 5—8), чем первые, смещают их, имея тем не менее простирания, одинаковые с ними и с геологическими границами, но иные углы падения. Последнее обстоятельство существенно тем, что на горизонтальном срезе смещения геологических границ этими разрывными нарушениями не всегда очевидны, и зафиксировать такие разрывы, тем более разделить их на возрастные группы, крайне трудно, если не обращаться к вертикальному срезу.

Рассмотренные примеры относились к разнородным в литологическом отношении объемам пород с дробным чередованием пластообразных геологических тел, однако почти половина территории Приольхонья сложена на поверхности весьма однородными образованиями мигматитов. Можно констатировать, что большинство выделяемых разрывных нарушений приурочено именно к первым, тогда как в последних они устанавливаются крайне редко, в некоторой степени условно, причем не без дополнительных исследований.

На площади одного из таких полей мигматитов (блоки 9 и 12 на рис. 1) был проведен площадной анализ распределения интенсивности складчатых деформаций этапа  $F_3$  (в процентах укорочения слоев), который выявил локализацию повышенных значений интенсивности в узких линейных зонах, пересекающих это поле с северо-востока на юго-запад [17]. Приуроченность именно к этим зонам протяженных лентообразных тел пегматитов и фрагментирование здесь же на линзы, вероятно, некогда единых редких пластообразных тел мраморов и амфиболитов, позволяет предполагать наличие значительных смещений в таких линеаментах, происходивших, по всей видимости, на этапе формирования складок  $F_3$ .

Все вышеописанные примеры иллюстрируют категорию синметаморфических разрывных нарушений, последовательно возникавших в Приольхонье на протяжении значительного отрезка времени и на самых различных масштабных уровнях. Их выделение влечет за собой целый ряд принципиальных следствий, о которых и пойдет теперь речь.

#### ОБСУЖДЕНИЕ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

**Стратиграфический аспект.** Наиболее выразительная особенность большинства обсуждавшихся геологических границ, особенно в картируемом масштабе,— их значительная протяженность, относительная прямолинейность и, главное, то, что они часто выступают в качестве границ

раздела различных литологических подразделений. Именно это, естественно, бросается в глаза при не слишком детальных картировочных работах и именно на этом основании такие границы, как правило, принимаются за явно стратиграфические, а разделяемые ими литологические единицы и их ассоциации выделяются в качестве свит, подсвит, пачек, горизонтов [2, 6, 12, 13, 20, 21]. Этот стратиграфический подход основывается на допущении, что тектонические деформации, протекающие в метаморфических толщах, в целом не нарушают первичного соотношения геологических тел, а широко известные, наблюдаемые обычно в обнажениях, сложные элементы мелкой структуры не имеют принципиального значения в региональном и тем более в глобальном масштабе.

Несмотря на схожие в целом предпосылки и подход, все стратиграфические схемы, как замечает автор одной из них, Н. В. Синявская [21, с. 3], «...плохо сопоставляются между собой по химико-петрографическому составу и мощности. Так, в схемах А. С. Кульчицкого и Н. А. Божко карбонатные породы присутствуют на всех стратиграфических уровнях, а по мнению А. С. Ескина и А. М. Рябых, они слагают преимущественно нижнюю часть разреза. По А. С. Кульчицкому, алюмосиликатные породы распределены по всему разрезу, а у А. С. Ескина они сосредоточены в его верхней части. Амфиболиты у А. С. Ескина и А. С. Кульчицкого ассоциируют с амфиболовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами, а у А. М. Рябых — либо с мраморами, либо с метаэффузивами, в схеме Н. А. Божко амфиболиты переслаиваются как с мраморами, так и с гнейсами». Мощности комплекса пород Приольхонья при этом определяются в интервале от 36 км (А. С. Кульчицкий) до 3700 м (А. М. Рябых). Разрабатываемые в последнее время новыми исследователями района стратиграфические схемы пополняют приведенный выше перечень, никак не проясняя картину соотношения друг с другом составных частей разреза и истинную последовательность их чередования.

Представляется, что приведенные при описании фактического материала примеры, интерпретированные исходя из других предпосылок, позволяют вскрыть методические причины плохой сопоставимости различных схем стратификации и по-иному взглянуть на возможности и корректность дробного стратиграфического подразделения разреза Приольхонья и других аналогичных метаморфических комплексов.

Таких предпосылок было две. Первая, общего порядка, сводится к тому, что те сложности мелкой структуры (и породившие их тектонические процессы, не говоря здесь о метаморфических, метасоматических и магматических явлениях), которые можно наблюдать в обнажениях, играют принципиально важную роль в понимании крупной и региональной структуры и не должны игнорироваться в исследованиях любого масштаба.

Вторая предпосылка, более частная, касается главным образом обсуждаемой темы: если исходить из того, что внутренняя деформационная структура какой-либо толщи не может быть создана без деформации ее внешних границ, т. е. если не считать, что источник деформации находится внутри каждого отдельного слоя, толщи любого масштаба, то прямотолинейность или относительная простота конфигурации внешних границ такой толщи свидетельствует об их более позднем, чем внутренняя структура в целом, происхождении. В этом случае все приведенные выше факты позволяют считать огромное множество границ в Приольхонье разрывными, тектоническими, а те геологические тела, их группы самого разного масштаба, которые они разделяют, — тектоно-метаморфическими (или тектоно-литологическими) единицами разреза, которым, естественно, нельзя придавать определенный стратиграфический смысл. По сути дела те дробные схемы стратиграфии, на которых базировались геологические построения более ранних исследователей, оказываются стратиграфией пакетов, чешуй или пластин и никакого отношения к истинной последовательности и мощности осадочных пород не имеют. Поэтому очевидно, что в подобных случаях представляется неправомерным (некорректным) стратиграфическое расчленение разреза на дробные состав-

ные части (горизонты, пачки, подсвиты, свиты), а возможно выделение лишь крупных формационно-метаморфических или тектоно-метаморфических (возрастных) подразделений в масштабе серий и комплексов на основе совокупности данных о метаморфической, магматической, тектонической и формационной принадлежности [7—9].

**Дробность и пестрота разрезов.** Хорошо известны дробность и пестрота разрезов метаморфических толщ, как правило, более значительные, чем в неметаморфизованных осадочных комплексах. Пример Приольхонья показывает, что одной из причин этого может служить наличие большого количества разрывных нарушений самого различного порядка. Действительно, разрывы часто приводят к неоднократному чередованию отдельных частей разреза или, наоборот, являются причиной их исчезновения, выпадения. Отдельные геологические тела в редких случаях протягиваются на значительные расстояния без изменения своей мощности и сохранения устойчивую ассоциацию окружающих пород. В большинстве своем мы имеем дело с набором перемежающихся линз, пластин, чешуй, доля и роль которых в более крупных объемах меняется от места к месту. Это означает, что на характер и последовательность чередования геологических тел в относительно крупных единицах разреза в значительной степени влияют тектонические деформации, в том числе и разрывные.

С другой стороны, как уже отмечалось, явная приуроченность большинства разрывных нарушений к пестрым в вещественном отношении объемам пород позволяет предполагать наличие глубоких парагенетических связей между процессом разрывообразования и литологической контрастностью метаморфических толщ, что будет обсуждаться ниже.

**Тектонические слайды.** Из приведенного описания фактического материала можно выбрать наиболее общие и характерные свойства рассмотренных разрывных нарушений, которые сводятся к следующему: 1) они возникают в связи со складчатостью и располагаются субпараллельно осевым поверхностям изоклинальных и прочих складок; 2) обычно они выступают в качестве границ раздела литологически различающихся геологических тел или их ассоциаций; 3) часто отсутствуют очевидные признаки смещения, такие, как брекчии, мilonиты, катаклизиты, но не менее часто вдоль них проявлена интенсивная плитчатость или пластинчатость пород, затухающая в стороны, 4) во многих случаях к зонам разрывов приурочены диафорические изменения, приводящие к образованию специфических пород (в данном случае кварц-мусковитовых и кварц-эпидотовых сланцев), генезис и пространственное положение которых определяются именно процессом разрывообразования; 5) с ними связано увеличение интенсивности общей деформации, проявленной в складчатости, кливаже, будинаже, разлинзовании; 6) им свойствен повсеместно проникающий характер разрывообразования, проявляющийся в возникновении разрывных нарушений практически на всех масштабных уровнях.

Все перечисленные и целый ряд других особенностей рассматриваемых разрывных нарушений являются одновременно признаками, характеризующими особую категорию разрывов, свойственных метаморфическим толщам, которые в англоязычной литературе именуется *тектоническими слайдами* [24—26].

«Тектонические слайды — это разрывы, которые образуются в метаморфических породах перед или во время метаморфических событий. Они находятся в зоне повсеместно проникающей деформации, которая представляет собой интенсификацию более широко проявленной, часто регионально развитой, деформационной фазы. Внутри этой зоны высокой деформации слайды могут располагаться вдоль и быть субпараллельными (хотя и будут пересекать в региональном масштабе) границам литологических, тектонических и тектоно-метаморфических единиц» [26, с. 165].

**Возможные причины и условия формирования разрывов.** Для обсуждения этих аспектов по отношению к описанным синметаморфическим разрывным нарушениям представляются наиболее существенными сле-

дующие обстоятельства, выявленные при обсуждении фактического материала.

1. Объемный (повсеместно проникающий) характер проявления деформаций, выражающийся в возникновении однотипных разрывов на всех масштабных уровнях.

2. Приуроченность большинства разрывных нарушений к объемам, пестрым в литологическом отношении, т. е. условие значительной вязкостной или плотностной неоднородности деформируемых толщ.

3. Возникновение разрывов синхронно со стадиями складкообразования, которое, как было показано ранее [16], началось одновременно или сразу вслед за началом процессов гранитизации.

В каждом из этих особенностей, и тем более в их совокупности, можно усмотреть отдельные стороны и некоторые черты процесса тектонической адвекции [1], осуществляемого, как известно, в условиях инверсии плотностей в земной коре, что легко достигается при метаморфизме вообще и гранитизации в частности. Это позволяет обратиться и сделать попытку приложить к синметаморфическому разрывообразованию в качестве возможного именно этот механизм. Действительно, разумно предположить, что те геологические тела (толщи) разного литологического состава, т. е. разной плотности, а может быть, и вязкости, которые составляют адвектирующий объем, исходно находятся в разном положении относительно друг друга и конечного состояния устойчивого равновесия (имеется в виду их разная степень гравитационной неустойчивости, определяемая пространственным положением в системе и плотностью). Поэтому они будут «всплывать» с разной скоростью и достигать конечного устойчивого состояния в разное время и на разных уровнях, т. е. должны происходить дифференциальные перемещения отдельных тел (толщ) или их групп друг относительно друга по границам между ними. Если учесть, что достижение равновесного состояния в ходе адвекции осуществляется не только путем относительного перемещения крупных составных частей адвектирующей системы (нагнетание, выжимание), но и одновременной интенсивной деформацией ее элементарных ячеек (растяжение, расплющивание, смятие), причем для некоторых из них с неоднократной сменой знака [4, 14], то представляется вполне естественным сочетание сложной полистадийной деформационной структуры внутри вещественно различающихся подразделений с разрывным характером ограничивающих их поверхностей. При этом в тех элементарных ячейках, где расслоенность подвергается складчатости, каждая осевая поверхность складки является, и это вполне очевидно, потенциальной поверхностью сместителя. Там же, где вязкостная контрастность в расслоении весьма значительная, в случае интенсивного субпослойного растяжения наименее вязкий материал может быть полностью выжат, что приведет к совмещению слоев, ранее не соприкасавшихся вместе. В результате исходная последовательность будет тоже искажена, хотя смещений в привычном виде не происходило. Такой тип нарушений А. В. Лукьяновым предложено называть структурами сшивания или швами [15].

В самом общем виде иллюстрацию этим гипотетическим предположениям можно найти в теоретических и экспериментальных исследованиях А. В. Лукьяновым так называемого клин-эффекта [14], который, на наш взгляд, можно рассматривать как одну из последних стадий развития тектонической адвекции в условиях инверсии плотностей. Сущность этого эффекта сводится к тому, что если в гравитационном поле находится система геологических тел с разной плотностью (более тяжелые внизу, более легкие вверху) и наклонным, не горизонтальным положением поверхностей раздела между ними, то система будет обладать дополнительным запасом потенциальной энергии, которая может быть использована на деформацию. Этот дополнительный запас энергии будет исчерпан, если поверхности раздела в системе займут горизонтальное положение. А. В. Лукьянов показал, что осуществление этого процесса приводит к крайне неоднородному, часто автономному, распределению деформации в разных частях модели и резкому несоответствию их структурных пла-

ные части (горизонты, пачки, подсвиты, свиты), а возможно выделение лишь крупных формационно-метаморфических или тектоно-метаморфических (возрастных) подразделений в масштабе серий и комплексов на основе совокупности данных о метаморфической, магматической, тектонической и формационной принадлежности [7—9].

**Дробность и пестрота разрывов.** Хорошо известны дробность и пестрота разрывов метаморфических толщ, как правило, более значительные, чем в неметаморфизованных осадочных комплексах. Пример Приольхонья показывает, что одной из причин этого может служить наличие большого количества разрывных нарушений самого различного порядка. Действительно, разрывы часто приводят к неоднократному чередованию отдельных частей разреза или, наоборот, являются причиной их исчезновения, выпадения. Отдельные геологические тела в редких случаях протягиваются на значительные расстояния без изменения своей мощности и сохранения устойчивую ассоциацию окружающих пород. В большинстве своем мы имеем дело с набором перемежающихся линз, пластин, чешуй, доля и роль которых в более крупных объемах меняется от места к месту. Это означает, что на характер и последовательность чередования геологических тел в относительно крупных единицах разреза в значительной степени влияют тектонические деформации, в том числе и разрывные.

С другой стороны, как уже отмечалось, явная приуроченность большинства разрывных нарушений к пестрым в вещественном отношении объемам пород позволяет предполагать наличие глубоких парагенетических связей между процессом разрывообразования и литологической контрастностью метаморфических толщ, что будет обсуждаться ниже.

**Тектонические слайды.** Из приведенного описания фактического материала можно выбрать наиболее общие и характерные свойства рассмотренных разрывных нарушений, которые сводятся к следующему: 1) они возникают в связи со складчатостью и располагаются субпараллельно осевым поверхностям изоклинальных и прочих складок; 2) обычно они выступают в качестве границ раздела литологических различающихся геологических тел или их ассоциаций; 3) часто отсутствуют очевидные признаки смещения, такие, как брекчии, милониты, катаклазиты, но не менее часто вдоль них проявлена интенсивная плитчатость или пластинчатость пород, затухающая в стороны, 4) во многих случаях к зонам разрывов приурочены диафорические изменения, приводящие к образованию специфических пород (в данном случае кварц-мусковитовых и кварц-эпидотовых сланцев), генезис и пространственное положение которых определяются именно процессом разрывообразования; 5) с ними связано увеличение интенсивности общей деформации, проявленной в складчатости, кливаже, будинаже, разлинзовании; 6) им свойствен повсеместно проникающий характер разрывообразования, проявляющийся в возникновении разрывных нарушений практически на всех масштабных уровнях.

Все перечисленные и целый ряд других особенностей рассматриваемых разрывных нарушений являются одновременно признаками, характеризующими особую категорию разрывов, свойственных метаморфическим толщам, которые в англоязычной литературе именуется *тектоническими слайдами* [24—26].

«Тектонические слайды — это разрывы, которые образуются в метаморфических породах перед или во время метаморфических событий. Они находятся в зоне повсеместно проникающей деформации, которая представляет собой интенсификацию более широко проявленной, часто регионально развитой, деформационной фазы. Внутри этой зоны высокой деформации слайды могут располагаться вдоль и быть субпараллельными (хотя и будут пересекать в региональном масштабе) границам литологических, тектонических и тектоно-метаморфических единиц» [26, с. 165].

**Возможные причины и условия формирования разрывов.** Для обсуждения этих аспектов по отношению к описанным синметаморфическим разрывным нарушениям представляются наиболее существенными сле-

дующие обстоятельства, выявленные при обсуждении фактического материала.

1. Объемный (повсеместно проникающий) характер проявления деформаций, выражающийся в возникновении однотипных разрывов на всех масштабных уровнях.

2. Приуроченность большинства разрывных нарушений к объемам, пестрым в литологическом отношении, т. е. условие значительной вязкостной или плотностной неоднородности деформируемых толщ.

3. Возникновение разрывов синхронно со стадиями складкообразования, которое, как было показано ранее [16], началось одновременно или сразу вслед за началом процессов гранитизации.

В каждом из этих особенностей, и тем более в их совокупности, можно усмотреть отдельные стороны и некоторые черты процесса тектонической адвекции [1], осуществляемого, как известно, в условиях инверсии плотностей в земной коре, что легко достигается при метаморфизме вообще и гранитизации в частности. Это позволяет обратиться и сделать попытку приложить к синметаморфическому разрывообразованию в качестве возможного именно этот механизм. Действительно, разумно предположить, что те геологические тела (толщи) разного литологического состава, т. е. разной плотности, а может быть, и вязкости, которые составляют адвектирующий объем, исходно находятся в разном положении относительно друг друга и конечного состояния устойчивого равновесия (имеется в виду их разная степень гравитационной неустойчивости, определяемая пространственным положением в системе и плотностью). Поэтому они будут «всплывать» с разной скоростью и достигать конечного устойчивого состояния в разное время и на разных уровнях, т. е. должны происходить дифференциальные перемещения отдельных тел (толщ) или их групп друг относительно друга по границам между ними. Если учесть, что достижение равновесного состояния в ходе адвекции осуществляется не только путем относительного перемещения крупных составных частей адвектирующей системы (нагнетание, выжимание), но и одновременной интенсивной деформацией ее элементарных ячеек (растяжение, расплющивание, смятие), причем для некоторых из них с неоднократной сменой знака [4, 14], то представляется вполне естественным сочетание сложной полистадийной деформационной структуры внутри вещественно различающихся подразделений с разрывным характером ограничивающих их поверхностей. При этом в тех элементарных ячейках, где расслоенность подвергается складчатости, каждая осевая поверхность складки является, и это вполне очевидно, потенциальной поверхностью сместителя. Там же, где вязкостная контрастность в расслоении весьма значительная, в случае интенсивного субпослойного растяжения наименее вязкий материал может быть полностью выжат, что приведет к совмещению слоев, ранее не соприкасавшихся вместе. В результате исходная последовательность будет тоже искажена, хотя смещений в привычном виде не происходило. Такой тип нарушений А. В. Лукьяновым предложено называть структурами сшивания или швами [15].

В самом общем виде иллюстрацию этим гипотетическим предположениям можно найти в теоретических и экспериментальных исследованиях А. В. Лукьяновым так называемого клин-эффекта [14], который, на наш взгляд, можно рассматривать как одну из последних стадий развития тектонической адвекции в условиях инверсии плотностей. Сущность этого эффекта сводится к тому, что если в гравитационном поле находится система геологических тел с разной плотностью (более тяжелые внизу, более легкие вверху) и наклонным, не горизонтальным положением поверхностей раздела между ними, то система будет обладать дополнительным запасом потенциальной энергии, которая может быть использована на деформацию. Этот дополнительный запас энергии будет исчерпан, если поверхности раздела в системе займут горизонтальное положение. А. В. Лукьянов показал, что осуществление этого процесса приводит к крайне неоднородному, часто автономному, распределению деформации в разных частях модели и резкому несоответствию их структурных пла-

нов. При этом вдоль поверхностей раздела материалов разной плотности, бывших исходно наклонными, а ставших горизонтальными, происходят сдвиговые перемещения изменчивой амплитуды, достигающие местами очень больших величин. Эти поверхности являются по сути дела поверхностями разрывов.

В более сложных моделях Ж.-К. Соулы [27], воспроизводящих с использованием центрифуги диапировый подъем с разных исходных уровней масс, различающихся одновременно по плотности и вязкости, также можно усмотреть некоторые аналоги с обсуждавшимися структурными ситуациями. В первично горизонтально расслоенных образцах после центрифугирования произошли дифференциальные перемещения масс, обусловленные инверсионным процессом, и подъем их с разной скоростью на различные структурные уровни, в результате чего помимо формирования диапировой сложноскладчатой структуры существенно изменились первичные формы и соотношения составных частей модели, т. е. нарушилась их стратиграфия. Произошла интенсивная фрагментация большинства слоев, внедрение легкоподвижного маловязкого материала не только между этими фрагментами, но и вдоль некоторых сохранившихся первичных границ, т. е. возникли новообразованные границы между перераспределенными разностями модельного вещества, различающимися по своим свойствам (плотности, вязкости, компетентности). При этом довольно часто такие новообразованные границы дискордантны по отношению к складчатой структуре, образованной первичной расслоенностью, во многих случаях среза последнюю.

Все вышеизложенное в этом разделе касалось неоднородных по составу частей разрезов; относительно же однообразных по литологии объемов можно заметить следующее. В последнее время становится все более очевидным гетерогенный характер протекания деформаций в метаморфических толщах [14, 15, 23], выражающийся в неоднородном распределении в объеме ее интенсивности, часто независимо от вариаций вещественного состава. Разная интенсивность деформации предполагает вместе с тем и различную ее скорость, а последняя в свою очередь означает одновременно (равносильно) и различную эффективную вязкость деформируемых объемов. Породы с различной эффективной вязкостью (даже одного литологического состава) будут деформироваться различно, что обуславливает нарушение сплошности на границе между ними и вероятное осуществление дифференциальных смещений. Наглядной иллюстрацией этому можно считать пример разрывных нарушений в однородных полях мигматитов Приольхонья, описанный ранее.

Предложенные объяснения; конечно, не исчерпывают возможного широкого разнообразия причин возникновения многочисленных разрывных нарушений в метаморфических толщах. Так, например, Д. Хаттон [26] предполагает ведущую роль дифференциальных объемных изменений во время метаморфизма пород разного состава, подвергающихся большим синхронным деформациям. Думается, что этот круг явлений может существовать как независимо, так и совместно с явлениями адвективного, инверсионного характера.

**Дифференциальная деформативность и тектоническая расслоенность.** Рассмотрение характера, возможных условий и причин разрывообразования в метаморфических толщах позволяет заключить, что геологические тела (пачки, толщи, слои, зоны, полосчатость) разного литологического состава или разной эффективной вязкости по-разному реагируют на одно и то же приложенное усилие, что приводит помимо широко известной дисгармонии к дифференциальным смещениям между ними, нарушению последовательности их чередования между собой, в каких-то случаях к тектоническому перетасовыванию. Это явление можно назвать дифференциальной деформативностью пород, что является, на наш взгляд, с учетом широкой распространенности, одним из выражений специфики протекания тектонических деформаций в условиях метаморфизма вообще. Это та же специфика, которую подразумевают, говоря о предельно больших остаточных деформациях, достигаемых только в усло-

виях метаморфизма, о наложении складчатостей, неоднократной перестройке пород деформационно-метаморфическими текстурами и т. д.

С другой стороны, эту же самую специфическую особенность и иллюстрирующие ее реальные геологические ситуации, по-видимому, можно рассматривать как отражение или конкретное проявление в земной коре процесса тектонического расслоения литосферы [19].

**Аналогии в других метаморфических комплексах.** Сопоставление с другими, близкими по возрасту, геоструктурному положению, типу эволюции, комплексами [8—10] и даже обращение к заведомо более молодым фанерозойским метаморфическим образованиям показывает, что в плане рассматриваемых вопросов разрывообразования комплекс пород Приольхонья не исключение, а скорее вполне типичный. Так, например, сходные в отношении разрывных нарушений, достаточно типичные структурные ситуации известны автору в беломорском комплексе архея Балтийского щита, что, в частности, отражено в работах В. В. Эза [22, рис. 2; 23, рис. 14, в] и Д. Е. Гафт [3, рис. 1]. Здесь опять-таки разрывные нарушения, располагающиеся вдоль осевых поверхностей складок той или иной генерации, будучи относительно прямолинейными, как правило, выступают в качестве границ раздела неоднократно деформированных и литологически различающихся толщ.

Многочисленные разрывные нарушения типа слайдов, ориентированные вдоль осевых поверхностей изоклиналильных складок разных порядков, описаны А. Л. Кулаковским [11] для западной части Алданского щита в зоне глубинного Чарского разлома. В палеозойском метаморфическом комплексе гор Султан-Уиздаг (северо-западный Узбекистан) в изоклиналильно-складчатых толщах выявляются ориентированные в соответствии с осевыми поверхностями складок отчетливо картируемые линии, вдоль которых на значительных расстояниях с одной и другой стороны последовательно исчезают отдельные геологические тела, в целом протягивающиеся субпараллельно этим линиям.

Автору часто приходилось встречать в литературе примеры, когда описывается и изображается на картах крайне сложная многостадийная внутренняя структура каких-либо стратиграфических подразделений (толщ, свит, серий), которая сочетается с относительно простыми по конфигурации, часто практически не деформированными границами раздела между ними; при этом таким границам, как правило, придается нормальный стратиграфический смысл. Хотя, судя по вышеуказанному, эти границы скорее новообразованные, чем первичные.

В зарубежной литературе описано большое количество комплексов, характерным элементом структуры которых являются многочисленные разрывные нарушения типа тектонических слайдов, — это, ставший классическим после работ И. Бэйли [24], пример слайдов дальредской серии каледонид Шотландии; это десятки примеров из центральных нагорий Англии, Шотландии, Британии, Западной и Северной Ирландии и других мест Британских островов, каледонид Скандинавии, Ньюфаундленда, примеры Мозамбийского пояса Уганды, Новозеландских Альп и многих других регионов, обзор литературы по которым можно найти в работе Д. Хаттона [26].

Таким образом, можно полагать, что разрывные нарушения вообще и межформационные разрывы типа тектонических слайдов в частности пользуются широким распространением и являются неотъемлемым элементом структуры метаморфических толщ.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Рассмотренный фактический материал и его обсуждение позволяют сделать вывод о том, что значительная часть геологических границ метаморфических комплексов типа Приольхонья, обычно разделяющих литологически различающиеся тела и их ассоциации, часто считающихся первичными стратиграфическими границами, во многих случаях обладает всеми признаками вторичного, разрывного происхождения.

2. Разрывной характер многочисленных границ, выступающих одновременно в качестве границ раздела формационных (литологических) подразделений позволяет считать методически неверным дробное стратиграфическое расчленение разрезов метаморфических толщ. В подобных ситуациях правомочно выделять лишь тектоно-метаморфические или тектоно-литологические единицы разреза, которые могут объединяться в крупные возрастные подразделения на основе совокупности данных об их метаморфической, магматической, тектонической эволюции и формационной принадлежности.

3. Большая часть описанных границ обладает свойствами, присущими особой категории разрывных нарушений, именуемых в англоязычной литературе тектоническими слайдами.

4. Вторичный (тектонический) характер многих границ геологических тел и их чередования друг с другом можно считать одной из причин известной значительной дробности и пестроты разрезов метаморфических комплексов.

5. Отмечается доминирующая приуроченность таких разрывных нарушений к пестрым в вещественном отношении частям разрезов, что позволяет предположить парагенетическую связь процессов разрывообразования с литологической контрастностью толщ, увязав воедино способность пород разного состава, а соответственно и разных вязкостных и плотностных свойств, по-разному реагировать на приложенное усилие, дифференциальные смещения геологических тел, объемный характер деформаций (проявление складко- и разрывообразования на всех масштабных уровнях) и в качестве возможного инверсионный механизм тектонической адвекции.

#### Литература

1. Белоусов В. В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, вып. 4, с. 5—23.
2. Божко Н. А., Демина Л. И. О геологии и условиях метаморфизма древних толщ центральной части Западного Прибайкалья.— Изв. вузов, Геология и разведка, 1974, № 12, с. 106—120.
3. Гафт Д. Е. О морфологии и локализации дополнительных складок (беломориды).— Геотектоника, 1982, № 1, с. 23—34.
4. Гончаров М. А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.
5. Демина Л. И. Петрология метаморфического комплекса Приольхонья (Западное Прибайкалье): Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1975, 32 с.
6. Ескин А. С. Древние метаморфические комплексы Западного Прибайкалья.— В кн.: Геология Прибайкалья. Иркутск: Ин-т земной коры СО АН СССР, 1969, с. 91—110.
7. Ескин А. С., Эз В. В., Морозов Ю. А., Смутьская А. И. Основные этапы развития Байкальского метаморфического пояса.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1977, т. 265, с. 119—123.
8. Ескин А. С., Морозов Ю. А., Эз В. В. Корреляция эндогенных процессов в докембрии Приольхонья (Западное Прибайкалье).— В сб.: Геодинамические исследования. 1979, № 5, с. 62—79.
9. Ескин А. С., Эз В. В., Грабкин О. В. и др. Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1979. 117 с.
10. Ескин А. С., Морозов Ю. А., Эз В. В. Эндогенные процессы в развитии древней земной коры Западного Прибайкалья.— В сб.: Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980, с. 159—167.
11. Кулаковский А. Л. Пострудные деформации и их роль в формировании структуры тарынахского железорудного месторождения (зона БАМ): Автореф. канд. дис. М., ВИМС, 1981. 25 с.
12. Кульчицкий А. С. Новые данные по стратиграфии Центрального Прибайкалья.— В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. 1957, вып. 1, (XXII).
13. Кульчицкий А. С. К стратиграфии Приольхонья.— В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Улан-Удэ, Бурят. фил. АН СССР, 1965, вып. 9.
14. Лукьянов А. В. Пластические деформации в земной коре.— В сб.: Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. Тез. докл. Всес. тект. совещ., М.: ГИН АН СССР, 1983, с. 11—13.
15. Лукьянов А. В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы.— В кн.: Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980, с. 105—146.

16. Морозов Ю. А. Соотношения метаморфизма и деформации в ольхонской серии докембрия (Западное Прибайкалье).— Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 5, с. 1186—1189.
17. Морозов Ю. А. Количественный и качественный анализ тектонических деформаций в метаморфических толщах Западного Прибайкалья по малым структурным формам. М., 1977, деп. ВИНТИ, № 646—77. 52 с.
18. Морозов Ю. А. Оценка некоторых критериев выделения наложенных деформаций. В сб.: Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1978, с. 75—82.
19. Пейве А. В. Геология сегодня и завтра.— Природа, 1977, № 6, с. 3—7.
20. Рябых А. М., Рябых Э. М. В кн.: Материалы конференции молодых научных сотрудников. Иркутск, 1969.
21. Синявская Н. В. О стратиграфии ольхонской серии (Западное Прибайкалье).— Геология и геофизика, 1976, № 7, с. 3—9.
22. Эз В. В. О роли изоклинальной складчатости в структуре беломорид.— Геотектоника, 1967, № 3, с. 69—81.
23. Эз В. В. Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра, 1978. 191 с.
24. Bailey E. B. Recumbent folds in the schists of the Scottish Highlands.— Q. J. Geol. Soc. L., 1910, v. 66, p. 586—608.
25. Fleuty M. J. Tectonic slides.— Geol. Mag., 1964, v. 101, p. 452—456.
26. Hutton D. H. W. Tectonic Slides. A review and reappraisal.— Earth. Sci. Rev., 1979, v. 15, p. 151—172.
27. Soula J. C. Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central eastern Pyrenees.— J. Str. geol., 1982, v. 4, № 3, p. 313—342.

Институт физики Земли  
им. О. Ю. Шмидта  
АН СССР

Поступила в редакцию  
16.VII.1985

УДК 551.242.3(571.6)

ЖУЛАНОВА И. Л.

## РОЛЬ ДОРИФЕЙСКИХ ГНЕЙСОВЫХ КУПОЛОВ В ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ МЕЗОЗОИД СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

На основе анализа эволюции дорифейских метаморфических комплексов, фрагментарно обнаженных в мезозойских складчатых структурах Северо-Востока СССР, предлагается схема реконструкции строения кристаллического фундамента на предпозднерифейское время. В качестве древнейших положительных элементов выделены Колымо-Омолонский и Охотский нуклеары, сложенные плагиомигматизированными гранулитовыми комплексами раннеархейского возраста и окруженные гнейсово-амфиболитовыми толщами верхнего архея. С этапом раннепротерозойской гранитизации калиевого геохимического профиля (2,2—1,7 млрд лет) связывается формирование второй генерации купольных структур, отличавшихся особенно высокой эндогенной активностью и предопределивших многие важные черты фанерозойской тектоники региона. Влияние куполов фундамента носило двоякий характер: с одной стороны, они обусловили обособленные элементы с ярко выраженным геантиклинальным режимом развития, с другой — контролировали размещение разломов.

Современные концепции, предполагающие энсиматическое происхождение геосинклиналей Тихоокеанского пояса, отводят гнейсово-купольным структурам одну из ведущих ролей в процессе новообразования континентальной коры. Основное приращение сиаля при этом связывается с периодом замыкания геосинклиналей, а дорифейские гнейсовые комплексы, присутствие которых в циркумтихоокеанских складчатых поясах сейчас уже невозможно подвергать сомнению, как это делалось 15—20 лет назад [9], рассматриваются в качестве древнейших автономных «ядер роста» континентальной коры [4, 32].

Однако такой трактовке природы дорифейских комплексов тихоокеанской окраины Азии противоречит давно установленный факт их сходства с раннедокембрийскими породами фундамента древних платформ (прежде всего Сибирской), лежащий в основе традиционных представлений о заложении геосинклиналей Тихоокеанского кольца на раздробленном континентальном кратоне.

Материалы по геологии, петрологии и геохронологии метаморфических комплексов Северо-Востока СССР, полученные в результате систематических исследований последнего десятилетия, позволяют наметить пути увязки кажущихся взаимоисключающими точек зрения. Они свидетельствуют, с одной стороны, о принципиальном родстве фундамента Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области и Сибирской платформы, а с другой — о чрезвычайно ранней его дифференциации на участки с различным геодинамическим режимом, который вполне определенным образом отразился в фанерозойском тектогенезе.

Отметим, что в обобщающих тектонических исследованиях мысль о возможной преемственности развития верхнего структурного этапа и фундамента мезозоид Северо-Востока СССР высказывалась [37, 38]. Попытка конкретизировать ее предпринята недавно А. И. Садовским [33]. В качестве древнейших элементов, «просвечивающих» в современной структуре региона, А. И. Садовский выделяет архейские мантийные диапиры, автономные по отношению к аналогичным формам в фундаменте Сибирской платформы. Это заключение опирается на факт присутствия во многих выходах раннего докембрия Северо-Востока СССР глубокометаморфизованных основных пород: двупироксеновых и эклогитоподобных кристаллических сланцев. Но при этом упускается из

виду, что в целом в рассматриваемых комплексах подобные образования занимают не более чем первые проценты объема, слагая небольшие тела в обширных гнейсовых полях.

По нашим данным, важнейшим фактором эволюции раннедокембрийской литосферы северо-восточной окраины Азии, наложившим отпечаток на всю последующую историю ее развития, являлись процессы гранитизации, сопровождавшиеся формированием долгоживущих положительных структур разного ранга — сводов, куполов (в общем случае их удобно именовать гнейсовыми куполами, понимая этот термин, согласно [8], достаточно широко).

Этот вывод, касающийся образований, площадь выхода которых на современном эрозионном срезе региона составляет первые проценты, конечно же, далеко не очевиден. Он опирается на две группы фактов, одна из которых относится к особенностям формирования самих дорифейских комплексов, вторая — к истории развития вмещающих их фанерозойских тектонических структур.

### ДОРИФЕЙСКАЯ ПРЕДЫСТОРИЯ МЕЗОЗОИД

Метаморфические комплексы, дорифейский возраст которых документирован прямыми геологическими данными, образуют фрагментарные выходы площадью от нескольких десятков до первых тысяч квадратных километров, сконцентрированные на трех участках Верхояно-Чукотской складчатой области: Охотском, Омолано-Тайгоносском и Восточно-Чукотском. Для расшифровки раннедокембрийской эволюции Северо-Востока СССР наибольший интерес представляют метаморфические комплексы Омолано-Тайгоносского района. Они многочисленны, разнообразны по составу и лучше других охарактеризованы радиологически [3, 15—17]. Важно также, что их выходы рассредоточены на обширной, тектонически неоднородной территории.

Историко-геологический анализ древнейших кристаллических комплексов континентов связан, как известно, с особыми методическими трудностями, обусловленными дискуссионностью природы их стратификации [6]. Проведенные в этом направлении исследования показали, что в рассматриваемых кристаллических комплексах стратификация имеет двойственное происхождение и в своей основе отражает их изначальную слоистость, которая затушевана или, реже, усилена наложенными процессами, прежде всего гранитизацией. В силу этого корреляция разобщенных разрезов должна опираться лишь на минимально измененные разности.

В каждом из наиболее крупных выступов раннего докембрия Омолано-Тайгоносского района: Тайгоносском (Авековском), Пареньском, Ауланджинском, Хебикенджинском и др. — реконструируется свой стратиграфический разрез (рис. 1). Присутствие среди негранитизированных образований карбонатных, высокоглиноземистых, марганцовистых, углеродистых линз и слоев, их нередко дробное чередование одних с другими и с основными кристаллическими сланцами позволяют заключить, что первоначальная перекристаллизация субстрата осуществлялась изохимически. Исходя из этого для сопоставления разрезов использован литостратиграфический метод, а реперами выбраны паракристаллические толщи, обладающие характерными особенностями состава и строения.

Так, разрезы Ауланджинского и Тайгоносского блоков скоррелированы по первой снизу в ауланджинском разрезе мощной толще гранат-биотитовых графитсодержащих гнейсов, сходной по многим признакам с пургоносской серией авековского комплекса. В Тайгоносском, Пареньском и Хебикенджинском блоках к одному уровню приведены мощные толщи обогащенных графитом лейкократовых гнейсов и кварцитогнейсов, в которых чаще, чем где-либо, отмечаются реликтовые слоистые текстуры. В этой же части разрезов появляются первые прослои и пачки карбонатных пород. Толща биотитовых и амфибол-биотитовых, местами гранатсодержащих гнейсов, венчающая разрез Хебикенджинского блока,

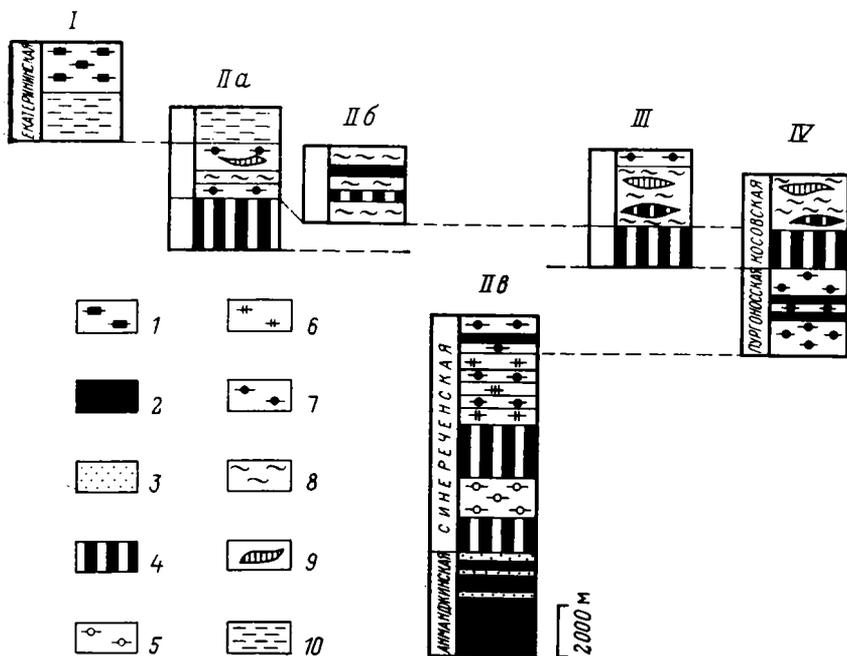


Рис. 1. Схема корреляции стратиграфических разрезов архея Омлоно-Тайгоносского района

1 — амфиболовые плаггиогнейсы, биотитовые амфиболиты, мраморы, диопсидовые кварциты; 2 — основные кристаллические сланцы, преимущественно двупроксеновые; 3 — эклогитоподобные породы; 4 — амфиболиты; 5 — биотит-гранатовые, иногда кордиеритсодержащие мезократовые гнейсы; 6 — диопсид-амфиболовые кристаллические сланцы, диопсидовые плаггиогнейсы; 7 — гранат-биотитовые плаггиогнейсы, преимущественно лейкократовые; 8 — голейкократовые плаггиогнейсы, кварцитогнейсы, часто графитсодержащие; 9 — линзы карбонатных пород; 10 — биотитовые, амфибол-биотитовые плаггиогнейсы, иногда гранатсодержащие (гранитизированные разности не указаны). Цифры над колонками — тектонические структуры: I — Сугойский прогиб (Вархаламский блок), II — Омолонский массив (а — Хебикенджинский блок, б — Олыдзянский и Коаргычанский блоки, в — Ауланджинский блок), III — Гижигинский прогиб (Пареньский блок), IV — Тайгоносское поднятие (Авековский блок)

сопоставляется с нижней толщей екатерининской серии. О последней необходимо сказать подробнее, поскольку она еще не описывалась в литературе.

Екатерининская серия (комплекс) впервые была выделена автором при петрографическом изучении коллекции шлифов В. А. Сурчилова, выполнившего в 1980—1981 годах среднемасштабную геологическую съемку западного побережья Гижигинской губы в районе п-ова Вархалам. В 1982 г. в результате наших полевых исследований екатерининская серия разделена на две толщи. В нижней преобладают биотитовые и амфибол-биотитовые, нередко гранатсодержащие гнейсы, включающие линзы известково-силикатных пород и мусковит-графитовых сланцев. Верхняя толща сложена гнейсами и кристаллическими сланцами, богатыми амфиболом, а также диопсидовыми кварцитами и мраморами.

Реконструированный таким образом сводный разрез раннего докембрия Омлоно-Тайгоносского района обнаруживает направленное изменение состава по вертикали (см. рис. 1). Снизу вверх основные породы — производные базальтовых магм постепенно вытесняются паракристаллическими образованиями: сначала высокоглиноземистыми плаггиогнейсами, а затем — лейкократовыми графитсодержащими гнейсами, кварцитогнейсами и карбонатными породами.

Минеральные парагенезисы субстрата обнаруживают высокую степень равновесности и признаки кристаллизации в однородном поле напряжений (мелкозернистый изодиаметричный характер структур, слабое проявление кристаллизационной сланцеватости, сохранность реликтовой слоистости). Снизу вверх по разрезу температура и общее давление сни-

жаются от гранулитовой фации сутамского уровня глубинности в анманджинской серии ( $T=700-800^{\circ}\text{C}$ ,  $P_{\text{общ}}=9-10$  кбар) до амфиболитовой фации повышенного давления в екатерининской серии<sup>1</sup>. При этом вплоть до верхов косовской серии породы основного состава систематически содержат гиперстен в ассоциации с плагиоклазом и клинопироксеном, что указывает на принадлежность большей части разреза к гранулитовой фации.

Главные закономерности строения описанного разреза особенно хорошо выявляются с помощью формационного анализа. Нижняя часть (анманджинская серия) отвечает базито-гранулитовой формации, средняя (синереченская, пургоноская серия, нижняя толща косовской серии) — гнейсово-гранулитовой, верхняя — известково-кварцито-гранулитовой (верхняя толща косовской серии). Породы екатерининской серии, отличающиеся известковистым петрохимическим профилем, могут рассматриваться как компоненты мраморно-сланцевой формации (классификация по [43]).

Сводный стратиграфический разрез раннего докембрия Омолонотайгоносского района наиболее полный на Северо-Востоке СССР. Охотский метаморфический комплекс целиком принадлежит гнейсово-гранулитовой формации. Известно несколько вариантов его стратиграфического расчленения [1, 10, 23]. Согласно [11], разрез охотского комплекса хорошо коррелируется с разрезом аековского комплекса п-ова Тайгонос.

Дорифейский комплекс Восточной Чукотки (эскимосский, по [44]) — типичный представитель мраморно-сланцевой формации, метаморфизованный в условиях амфиболитовой фации (возможно, с возрастанием степени метаморфизма в низах разреза до уровня гранулитов [20]). Эти особенности указывают на его принципиальное сходство с самыми верхними горизонтами Омолонотайгоносского разреза. Более точные корреляции требуют специальных исследований, но уже сейчас можно отметить, что по признаку насыщенности карбонатными прослоями екатерининской серии соответствует только нижняя часть эскимосского комплекса (эттельхвелеутская серия плюс айнанская толща лаврентьевской серии [44]). Его верхняя часть, отличающаяся большим количеством мраморов, не имеет аналогов в других разрезах раннего докембрия Северо-Востока СССР.

Результаты формационного анализа и изотопные данные, приводимые ниже, подтверждают известное заключение А. М. Смирнова [34] о возможности выделения в раннем докембрии Северо-Востока СССР трех частей, соответствующих катархею (базито-гранулитовая формация), нижнему архею (гнейсово-гранулитовая и известково-кварцито-гранулитовая формации) и верхнему архею (известково-гнейсовые толщи амфиболитовой фации) стратотипического Алдано-Станового региона.

Далее обратимся к характеристике гранитизированных образований, которые, подчеркнем еще раз, резко доминируют в составе дорифейских метаморфических комплексов, обнаженных на современном эрозионном срезе Верхояно-Чукотской складчатой области. В Омолонотайгоносском районе среди них выделяются три разновременные и различные по геохимическим особенностям группы.

Наиболее древними являются чарнокитоиды, вскрывающиеся в восточной части Ауланджинского блока, в низах сводного разреза (рис. 2). Это лейкократовые гиперстенсодержащие гнейсы (обычно плагиоклазовые, реже двуполевошпатовые), включающие большое количество согласных тел амфибол-двупироксеновых кристаллосланцев мощностью от нескольких миллиметров до первых десятков метров. Своеобразна структура чарнокитоидов: кварц слагает очень крупные (до 1 см в длину)

<sup>1</sup> О кристаллизации в температурных условиях амфиболитовой фации свидетельствует парагенезис альмандина с роговой обманкой, андезином и кварцем, характерный для гнейсов нижней толщи. Повышенные значения давления (7—8 кбар) устанавливаются по присутствию в равновесии с андезином и биотитом эпидота низкой железистости [22].

сильно уплощенные линзы, плагиоклаз — тонкозернистый (0,02—0,1 мм) мозаичный агрегат. Выделения калишпата, когда они есть, тяготеют к линзам кварца. Тесная пространственная взаимосвязь, наличие постепенных переходов, структурное, минеральное и химическое родство позволяют связывать формирование чарнокитоидов с гранитизацией основных кристаллосланцев. Судя по особенностям состава пород, она должна

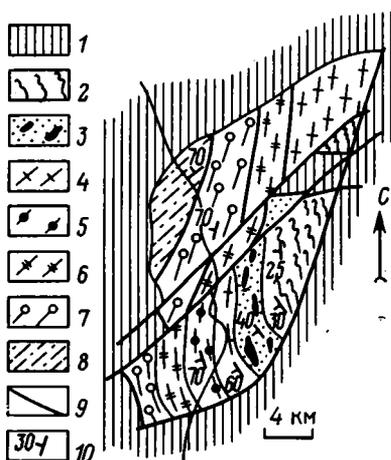


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Ауланджинского блока. В южной части фрагмент купольной структуры с чарнокитоидным ядром

1 — рифейско-палеозойские осадочные отложения; 2—8 — катархей и нижний архей; 2, 3 — анманджинская серия: 2 — нижняя толща, чарнокитоиды, амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы, 3 — средняя и верхняя толщи, биотитовые гранитогнейсы с линзами эклогитоподобных сланцев; 4—8 — синереченская серия: 4 — толща I, преимущественно амфиболиты, 5 — толща II, преимущественно биотит-гранатовые гнейсы, иногда кордиеритсодержащие, 6 — толща III, амфиболиты 7 — толща IV, диопсидовые плагиогнейсы, диопсид-амфиболовые сланцы, гранат-биотитовые гнейсы, 8 — толща V, гранат-биотитовые плагиогнейсы, биотит-гиперстеновые сланцы; 9 — разломы; 10 — элементы залегания полосчатости

правлений замещаемого субстрата, но нередко расположен секуще. Особенности состава новообразованных пород указывают на высокий потенциал калия в гранитизирующем флюиде. В заметном количестве наблюдаются тела перемещенных гранитов, ореолы и зоны кислотного выщелачивания. Различными методами, но надежнее всего Rb—Sr-изохронным, устанавливается раннепротерозойский возраст калиевой гранитизации: 2,2—1,7 млрд лет [16].

В охотском метаморфическом комплексе, судя по имеющимся в литературе данным, в равной степени широко проявлены как плагиомигматизация, так и калиевая гранитизация [1, 10]. Отдельные этапы эволюции комплекса не датированы, общий же временной объем близок установленному в Омолону-Тайгоносском районе [18, 23]. Эскимосский комплекс по слабой степени плагиомигматизации близок екатерининской

была осуществляться путем их дебазификации под действием слабоокисленного высокотемпературного флюида. Среди чарнокитоидов располагаются согласные либо неправильные тела биотитовых гнейсов анхизвтектического состава, циркон из которых имеет возраст 3,4 млрд лет [3], чем определяется верхний временной предел процесса чарнокитизации.

Для гнейсово-гранулитовой части разреза наиболее характерная форма гранитизации — послойная плагиомигматизация [13]. Она начинается в температурном поле гранулитовой фации с анатексиса относительно легкоплавких гранат-биотитовых гнейсов. Мощные толщи основных пород подвергаются интенсивной дебазификации, ведущей к формированию больших объемов мезо- и лейкократовых крупнозернистых плагиогнейсов. Присутствие роговой обманки в парагенезисе с андезином и кварцем указывает, что процесс завершался в условиях амфиболитовой фации. Главный фактор анатексиса и дебазификации — водонасыщенный флюид нормальной щелочности. Время завершения плагиомигматизации гранулитов относится к позднему архею: 2,9—2,7 млрд лет [17]. В породах екатерининской серии процессы плагиомигматизации проявлены лишь в зачаточной форме.

Третью самостоятельную группу составляют продукты палингенно-метасоматической калиевой гранитизации: розовые и мясо-красные очковые гнейсы, полимигматиты, гранитогнейсы, аляскиты, пегматиты, встречающиеся среди всех без исключения вышеописанных образований, но в целом распределенные по латерали очень неравномерно. Метасоматический калишпат-кварцевый материал развивается чаще всего вдоль структурных на-

серии, но отличается широким распространением богатых калишпатом порфиробластических гнейсов и биотитовых гранитогнейсов, верхний возрастной предел которых составляет около 1,6 млрд лет [18].

Выявленные особенности метаморфизма и гранитизации дорифейских комплексов региона позволяют сделать некоторые выводы о специфике тектонического режима, при котором могли реализоваться соответствующие термодинамические условия. Наиболее важен здесь тот факт, что первоначальный региональный метаморфизм древнейшего слоистого субстрата, с одной стороны, и гранитизация — с другой, протекали в принципиально различной обстановке. Прогрессивная перекристаллизация, судя по ее изохимическому характеру, однородности поля напряжений, сопряженному возрастанию  $T$  и  $P_{\text{общ}}$  с глубиной, осуществлялась на стадии погружения толщ. Высокие значения термодинамических параметров, достигавшиеся при этом, свойственны всем древнейшим комплексам континентов и обусловлены, вероятнее всего, специфическим состоянием Земли на ранних стадиях ее развития [44].

Все виды гранитизации, напротив, ведут к значительному изменению валового состава толщ и их разуплотнению, что возможно лишь в условиях снижения литостатического давления. С другой стороны, очевидно, что процессы гранитизации инициируются потоками глубинных флюидов, концентрирующихся вокруг определенных центров. Тектоническим следствием этих двух факторов является формирование долгоживущих положительных структур — гнейсовых куполов в широком понимании термина.

В зарубежной и отечественной литературе многократно обсуждались вопросы, связанные с механизмом роста, стадийностью развития, генезисом тектонических элементов этого типа [2, 8, 24, 31, 44], и в настоящее время их огромное значение в становлении континентальной литосферы общепризнано. Вместе с тем распознавание конкретных гнейсово-купольных структур в фундаменте фанерозойских складчатых поясов связано с большими трудностями, так что само их присутствие здесь и тем более тектоническая роль остаются проблематичными. Материалы по дорифейским комплексам Северо-Востока СССР представляют с этой точки зрения существенный интерес.

Прежде всего следует отметить, что для каждой из трех выделенных групп гранитизированных пород выявляются свои положительные структуры. Древнейшие гранитизированные образования — чарнокитоиды приурочены к ядру купола, фрагмент которого вскрывается в южной части Ауланджинского блока (см. рис. 2). Об этом говорит значительно более пологое залегание полосчатости в толще чарнокитоидов по сравнению с вышележащими согласно ориентированными горизонтами разреза и разворот простираций от северо-западных на юге блока к северо-восточным в его северной половине<sup>2</sup>. От той части разреза, где впервые появляются паракристаллические образования, чарнокитоиды отделены полосой полигенных биотитовых гнейсов, включающих реликтовые тела эклогитоподобных пород. Не исключено, что она трассирует зону скрытого несогласия. Подтверждением этому может служить специфическая лентиккулярная структура чарнокитоидов, обусловленная тектоническим разлинзованием, которое нигде более не проявлено.

Другим доказательством чрезвычайно рано начавшейся дифференциации докембрийских структур региона служит присутствие продуктов экзогенной дифференциации вещества (биотит-гранатовых, нередко с кордиеритом гнейсов) уже в самой нижней части сводного стратиграфического разреза. Они отличаются высоким содержанием Mg и Fe и пространственно тяготеют к ядру чарнокитоидного купола, что позволяет предположить существование причинной связи между раннеархейской

---

<sup>2</sup> Впервые подобным образом строение Ауланджинского блока охарактеризовал Б. С. Левин (1974).

гранитизацией древнейших базитов (чарнокитизацией), зарождением первых поднятий и появлением парапорд в окаймляющих прогибах.

Постепенное возрастание вверх по разрезу количества парапорд при одновременном обогащении их кремнеземом свидетельствует об усилении во времени экзогенной дифференциации вещества, т. е. о длительно продолжавшемся воздымании ранее возникших поднятий. Наиболее вероятно, что при этом происходило их разрастание от центра к периферии путем последовательного вовлечения в инверсию все более высоких стратиграфических горизонтов.

Подобный механизм позволяет объяснить несколько важных особенностей раннеархейских комплексов: во-первых, неразрывное единство гранулитового субстрата с насыщающим его лейкократовым материалом, главная масса которого обособлена в виде многочисленных послойных лейкосом и жил с тем же набором минералов, что и в палеосоме; во-вторых, конформность мигматитовой полосчатости, кристаллизационной сланцеватости и границ тел различного химического состава<sup>3</sup>. Наконец, третьим и решающим аргументом в пользу постепенного разрастания мигматит-гранулитовых куполов служит появление в верхах единого, не обнаруживающего внутренних несогласий раннеархейского разреза больших объемов лейкократовых парапорд — продуктов метаморфизма аркозовых и кварцевых песчаников, формирование которых требует неоднократного перемява исходного субстрата.

Вместе с тем присутствие супракрустальных толщ, испытавших лишь слабую анатектическую плаггиомигматизацию (екатерининская серия, эскимосский комплекс), свидетельствует, что разрастание куполов по латерали было ограничено определенными пределами, благодаря чему в фундаменте мезозойд сохранились фрагменты не только областей поднятия, но и прогибания. Для понимания их соотношений важно учесть, что формирование толщ, составляющих верхи разреза, и плаггиомигматизация раннеархейских гранулитов происходили синхронно (поздний архей) и в близком температурном режиме (амфиболитовая фация). Это говорит о сопряженности развития положительных и отрицательных структур вплоть до конца архея при сосредоточении эндогенной активности в куполах. Оконтурить границы последних можно, лишь «сняв» влияние фанерозойского тектогенеза, что специально обсуждается ниже.

Из предложенной тектонической модели следует, что к концу архея значительные объемы сиалического вещества были сформированы не только в куполах, но и в межкупольных пространствах. Однако в структурах второго типа парагнейсовые толщи чередуются с карбонатными породами, мощность которых вверх по разрезу возрастает, а местами вмещают довольно большое число тел ортоамфиболитов, что позволяет говорить о латеральной неоднородности архейского «гранитного» слоя.

Охарактеризовать тектоническую обстановку раннего протерозоя трудно, поскольку соответствующие стратифицированные образования на Северо-Востоке СССР достоверно не известны<sup>4</sup>. Исключение составляют вулканогенно-осадочные отложения Билякчанского грабена (юго-западная часть Охотского района), которые хорошо сопоставимы с «троговым» комплексом Алданского щита [21]. Между тем значения изотопного возраста кристаллических пород региона, как испытанных калиевую гранитизацию, так и не обнаруживающих ее видимых следов, в большинстве

---

<sup>3</sup> Здесь мы не останавливаемся на характеристике складчатости высоких порядков, которая контролируется локальными факторами (высокой пластичностью, карбонатных прослоев и зон, сильно насыщенных гранитным материалом, существованием упоров в виде тел ортоамфиболитов и т. д.). В целом для описываемых комплексов она не характерна.

<sup>4</sup> До середины 60-х годов к нижнему протерозою на Северо-Востоке СССР обычно относились породы низких и средних ступеней метаморфизма, сохраняющие признаки осадочного или вулканогенного происхождения. В настоящее время установлено, что большинство из них имеет более молодой (рифейский, палеозойский, мезозойский) возраст [5, 42].

случаев относятся к раннему протерозою [3, 16, 18]. Наш опыт Rb—Sr-датирования дорифейских образований из различных по режиму развития выступов фундамента Омолон-Тайгоносского района свидетельствует, что в этих значениях отражается в большинстве случаев момент «закрытия» соответствующих изотопных систем, тесно связанный с охлаждением глубинных комплексов при тектоническом воздымании [16]. С учетом этих данных все выступы фундамента указанного района, за исключением Вархаламского, сложенного слабобогранитизированными породами екатерининской серии, могут рассматриваться как фрагменты обширного архейского мигматит-гранулитового свода, восходящее движение которого продолжалось до конца раннего протерозоя [15]. Участники наиболее интенсивной калиевой гранитизации обособлены на этом фоне в качестве центров активного воздымания (куполов II порядка), в ряде случаев осложненных куполами III порядка (см. далее).

В Охотском районе отчетливыми признаками купольного строения обладает Кухтуйское поднятие [10, 40]. Но особенно наглядно положительные структуры раннего протерозоя выражены на Восточной Чукотке, где они наложены на слабомигматизированные мраморно-сланцевые толщи, слагавшие позднеархейский прогиб. Наиболее совершенным морфологически является Кооленский купол [29, 44].

### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФАНЕРОЗОЙСКОГО ТЕКТОГЕНЕЗА<sup>5</sup>

Трем районам концентрации выходов раннего докембрия в современной структуре Верхояно-Чукотской складчатой области отвечают три положительных элемента I порядка, которые классифицируются чаще всего как срединные массивы: Охотский, Омолонский и Восточно-Чукотский<sup>6</sup>. Их отличает двухэтажное строение и специфический геоантиклинальный характер формаций, слагающих чехлы. Именно особенности состава и строения чехлов, в частности их насыщенность магматическими образованиями, позволяют считать срединные массивы не «обломками» древней платформы, а элементами рассматриваемой складчатой области. Тектоническая активность срединных массивов трактуется обычно как отраженная, однако рассмотрение их позднедокембрийско-фанерозойской истории в свете изложенных выше сведений о предшествовавшей эволюции фундамента вносит существенные коррективы в подобные представления.

Имеющиеся материалы позволяют заключить, что определяющее значение в обособлении срединных массивов как структур, которые с начала неогена и до новейшего времени испытывали знакопеременные вертикальные движения при отчетливом преобладании воздымания, имели раннедокембрийские гнейсовые купола.

Уже из теоретических предпосылок следует, что гнейсовые купола обладают некоторыми неотъемлемыми особенностями, предопределяющими их устойчивую во времени тектоническую индивидуальность. Важнейшими являются пониженная плотность гранитизированных пород, обеспечивающая большой дефицит масс, и обогащенность радиоактивными элементами и изотопами: <sup>40</sup>K, <sup>87</sup>Rb, U, Th — основными источниками радиогенного тепла в земной коре [35]. Особый термальный режим подобных структур может обуславливать, согласно [35], их саморегулирующиеся колебательные движения размахом до нескольких километров (воздымание, вызванное разогревом, прекращается вследствие размыва и охлаждения апикальных частей куполов, накопление осадочного термоизолирующего чехла ведет к новому разогреву и воздыманию и т. д.). Не менее важным представляется и другое свойство гнейсовых куполов,

<sup>5</sup> Выводы автора, изложенные в этом разделе, дискуссионны (ред.).

<sup>6</sup> Восточно-Чукотский массив нередко рассматривается как часть более крупной жесткой структуры — Эскимосского [44] или Чукотско-Сьюардского массива [40].

связанное с радиогенным разогревом их недр, — повышенная проницаемость для флюидов [19], благодаря чему при мощных импульсах эндогенной активности эти структуры могут выступать как своеобразные аккумуляторы глубинного вещества и энергии.

Имеющийся аналитический материал показывает, что описанные выше типы гнейсово-купольных структур фундамента мезозой (архейские мигматит-гранулитовые и протерозойские гранитогнейсовые) близки между собой по плотностным свойствам, но существенно различаются по насыщенности радиоактивными веществами. Она намного выше в протерозойских куполах, особенно в тех, которые возникли при гранитизации верхнеархейских мраморно-сланцевых толщ (что связано с повышением щелочности пород вследствие эффекта кислотно-основного взаимодействия компонентов Д. С. Коржинского). С такими характеристиками кристаллических образований хорошо согласуются особенности послераннепротерозойской эволюции структур, заложенных на фундаменте разного типа.

В современной структуре региона из всех положительных элементов наиболее отчетливо индивидуализированы центральные части срединных массивов Яно-Колымской складчатой системы: Кедонское и Рассошинское поднятия Омолонского массива [30], Кухтуйское — Охотского [40]. Именно им свойственны признаки, которые считаются типоморфными для срединных массивов региона в целом: близость фундамента к современной эрозионной поверхности, наличие рифейско-раннепалеозойского промежуточного структурного этажа (нижнего яруса чехла), специфический магматизм, устойчивая тенденция к воздыманию [27, 28]. Анализ истории развития поднятий и сопоставление с окружающими более подвижными фрагментами массивов позволяют заключить, что сложное, с элементами концентрической зональности строение Охотского и Омолонского массивов (как и само сходство) предопределено структурой и свойствами фундамента: локализацией относительно небольших тектонически активных раннепротерозойских гранитогнейсовых куполов внутри обширных архейских мигматит-гранулитовых сводов, значительно сильнее консолидированных.

Влияние гранитогнейсовых куполов наиболее заметно проявлялось в допозднепалеозойское время, когда их движения носили знакопеременный характер. За воздыманием, продолжавшимся до среднего, а местами — позднего рифея последовала деструкция кристаллического цоколя, которой и было обусловлено заложение на срединных массивах первых бассейнов осадконакопления. На деструкции остановимся особо, поскольку ранее такой эпизод в истории срединных массивов Северо-Востока СССР не выделялся, между тем как для рассматриваемой проблемы он представляется ключевым.

Конкретным выражением деструкции фундамента являются тектонические нарушения, трассируемые зонами бластомилонитов и (или) основными магматическими породами. Улавливается прямая зависимость между глубиной гранитизации отдельных площадей и степенью их последующего раздробления. В наиболее крупных выступах фундамента Кедонского поднятия — Ольдянинском и Коаргычанском, практически целиком сложенных полиметаморфическими гранитоидами (при господстве раннепротерозойских гранитогнейсов), выявлен наиболее разнообразный парагенез деструктивных образований. Он включает бластомилониты эпидот-амфиболитовой фации, многочисленные тела метагаббродиабазов, а также сопутствующие последним рудные пироксениты (косьвиты) и железистые кварциты [14, 39]. Проявления всех перечисленных образований (в том числе железистых кварцитов, для которых предыдущими исследователями предполагалась генетическая связь с мигматитами [7]) контролируются, согласно нашим наблюдениям, субмеридиональными зонами, рассекающими указанные выступы (в плане они представляют собой сильно вытянутые овалы с конформной внутренней структурой — купола III порядка) по длинной оси. О сближенности во времени деструкции и начала накопления чехла свидетельствуют

результаты Rb—Sr-датирования пород Кедонского поднятия [12, 16]. Первой отвечает рубеж 1,14 млрд лет, совпадающий с гренвилльской тектонической эпохой (граница среднего и позднего рифея). Возраст базальных горизонтов чехла 874 млн лет.

Еще теснее проявления основного магматизма и начало осадконакопления сближены на Рассошинском поднятии, где покровы толеитовых базальтов фациально замещают пестроцветные отложения низов чехла [30]. В Кухтуйском выступе этапу деструкции отвечают зоны динамометаморфизма, секущие калишпатизированные мигматит-гранулиты и перекрытые конгломератами среднего — верхнего рифея [10]. В Ауланджинском, Пареньском, Авековском выступах — продукты калиевой гранитизации распространены незначительно, никаких проявлений позднедокембрийской деструкции не обнаружено.

Раскалывание наиболее глубоко (двукратно) гранитизированных участков фундамента представляется естественным следствием их относительно быстрого воздымания. В то же время глубинный характер сопутствующего магматизма и приуроченность к глобальному геохронологическому рубежу указывают на вступление в действие мощных эндогенных факторов тектогенеза.

Учитывая эти данные, разнообразные рифейско-раннепалеозойские структуры центральных районов мезозойд можно представить в виде единого латерального ряда, заложение которого произошло при общей тектонической перестройке региона в сфере влияния Омолонского гнейсового свода. Особенности развития отдельных звеньев ряда определялись соотношением степени активности фундамента и интенсивности глубинных процессов.

Прогибание участков с наиболее глубоко гранитизированным фундаментом, вызванное их первоочередным раскалыванием, было недолгим и уже к концу рифея вновь сменилось воздыманием. Именно эта двукратная инверсия режима, прямо связанная со свойствами фундамента, и обусловила четкое обособление нижнего структурного яруса чехла Омолонского массива. Не подверженная деструкции южная часть массива оставалась в это время менее прогнутой [30].

Иначе развивалась северо-западная периферия Омолонского свода, ныне представленная Приколымским поднятием, обладающим чертами «перикратонного» прогиба и приразломной шовной зоны [42]. Его окончательное обособление от Омолонского массива произошло на границе рифея и юдомия, что хорошо увязывается с переходом к воздыманию в конце рифея Кедонского и Рассошинского блоков (представления о более ранних этапах развития Приколымского поднятия противоречивы). Эндогенные же процессы: ультрабазит-базитовый интрузивный магматизм и зональный метаморфизм повышенного давления происходили в начале палеозоя [42]. Такая последовательность прогибания и деструкции свидетельствует о пассивности фундамента Приколымского поднятия и внешнем источнике сил, вызвавших его раскалывание. Можно полагать, что этим источником послужило активно продолжавшееся воздымание гранитогнейсовых куполов центральной части свода.

Наконец, в качестве крайнего члена в описываемый латеральный ряд может быть включена, на наш взгляд, Алазейская эвгеосинклинальная зона, рифейско-раннепалеозойские (?) вулканогенно-осадочные образования которой обнаруживают связь с глубинными разломами, наклоненными под Омолонский массив [25]. Доказательства ее деструктивной природы (как и Олойской зоны, прилегающей к Омолонскому массиву с северо-востока) уже обсуждались в литературе [36]. Здесь же мы хотим обратить внимание на то, что в масштабе всей геологической истории Северо-Востока СССР Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система и Омолонский срединный массив выступают как своеобразный тектонический ансамбль, в котором качественно различные структуры раннего докембрия и фанерозоя закономерно сопряжены между собой.

Роль активных поднятий на стадии заложения мезозойд играли и структуры фундамента Охотского массива [10, 40]. Но глубинные маг-

моноконтролирующие разломы на его периферии проявились еще в раннем протерозое. Приуроченный к ним Билякчанский грабен может рассматриваться, по-видимому, как гомолог Алазейской зоны.

В целом фанерозойская история Омолонского и Охотского срединных массивов вырисовывается как результат взаимодействия собственных колебательных движений фундамента с процессами его активизации, вызванными факторами надрегионального масштаба, общими и для массивов, и для геосинклинальных зон.

Тесную связь с гранитогнейсовыми куполами фундамента Омолонского массива обнаруживает раннепалеозойский гранитоидный и щелочной интрузивный магматизм, строго ограниченный пределами Кедонского и Рассошинского поднятий [30, 41]. Так же хорошо с ареалом раннепротерозойских гранитогнейсов на Омолонском массиве совпадает ареал средне- и позднедевонских субаэральных вулканогенных образований кислого и сульфатного состава [30]. Во времени же последний процесс отбечает глобальному импульсу магматизма, в других структурах региона представленному породами иных формационных типов [32, 38].

Девонский магматизм был последним проявлением эндогенной активности раннепротерозойских куполов Омолонно-Тайгоносского района, после чего они развивались в режиме, хорошо согласующемся с моделью автоколебательных движений [35]. Следует отметить, что усиление воздымания центральной части Омолонского массива, сопутствовавшее завершению девонского магматизма, одновременно предшествовало началу формирования главного геосинклинального комплекса мезозойской. В частности, именно на этом рубеже произошло заложение Гижигинской зоны, во многом сходной с миогеосинклинальными прогибами собственно Яно-Колымской системы. Важную роль при этом играли разломы (нередко магмоконтролирующие [30]), возможность образования которых предопределялась возросшей степенью консолидации фундамента. Крупнейший из них разделяет Гижигинскую зону и Тайгоносский блок. Контролируемые им процессы магматизма и метаморфизма завершились около 300 млн лет назад [12].

Из всего изложенного следует, что в основании складчатых зон Яно-Колымской системы можно предполагать присутствие двух типов кристаллических образований: 1) верхнеархейских паракристаллических толщ амфиболитовой фации, слагавших древнейшие межкупольные прогибы и сохранивших тенденцию к погружению на протяжении всей последующей истории; 2) нижнеархейских плагиомигматизированных гнейсово-гранулитовых толщ, отчлененных от куполов фундамента в связи с фанерозойской деструкцией. О первых кроме экстраполяций, базирующихся на выявленных закономерностях дорифейской тектоники региона, прямо свидетельствуют породы екатерининской серии. Сложенный ими Вархаламский блок структурно принадлежит южной окраине Сугойского прогиба мезозойской.

Наиболее вероятными представителями элементов с мигматит-гранулитовым фундаментом являются палеозойские поднятия, прослеживающиеся вдоль юго-западной и северной границ Алазейской зоны (рис. 3). Близость их состава, строения, истории развития между собой и с Приколымским поднятием [37, 38] раньше объяснялась приуроченностью к периферии Колымского массива. Теперь, когда на его месте выделена Алазейская зона, наиболее логичным объяснением тех же фактов может служить предположение о былом структурном единстве указанных поднятий, нарушенном в позднепалеозойско-мезозойское время в связи с горизонтальными движениями в Алазейской геосинклинали. С таким предположением хорошо согласуется конформность их современных границ и симметричное расположение в реконструируемой структуре зон дистенсилиманитового метаморфизма Селяннихского и Приколымского поднятий. Неизбежным следствием предположения о большой роли раздвиговых процессов фанерозойской истории региона является вывод о первоначальной пространственной близости второй группы «жестких» эле-

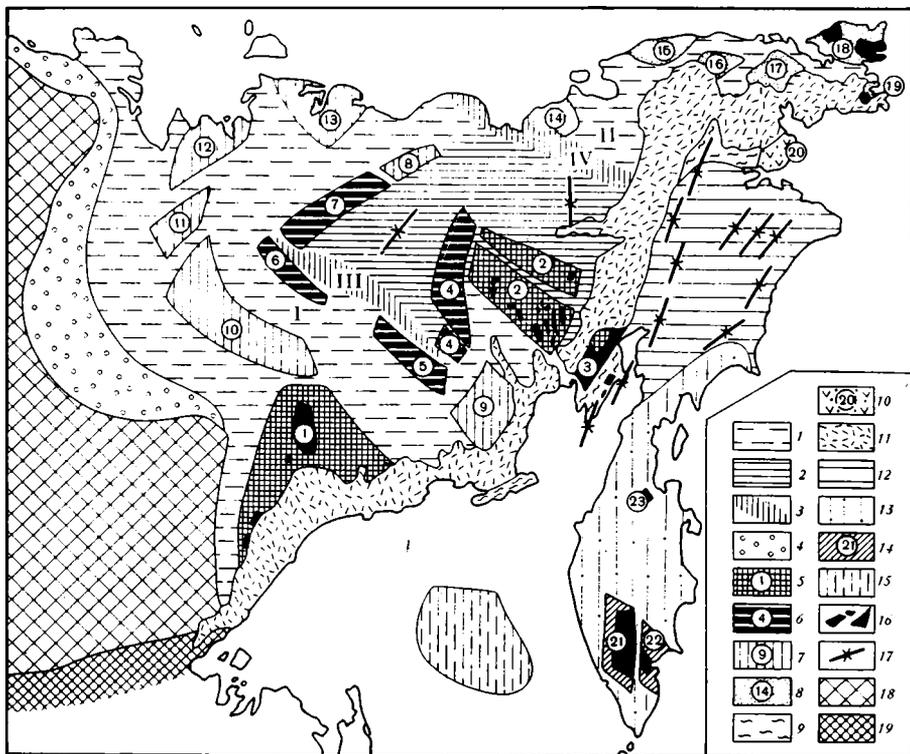


Рис. 3. Схема размещения тектонических элементов с дорифейским фундаментом в мезозойских и кайнозойских складчатых структурах Северо-Востока СССР (по [36] с дополнениями автора)

1—8 — Верхояно-Чукотская мезозойская складчатая область: 1 — Яно-Колымская (I) Чукотская (II) миогеосинклинальные системы, 2 — Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система, 3 — Ильин-Таская (III) и Южно-Анойская (IV) позднемезозойские рифтовые зоны, 4 — Приверхоанский краевой прогиб, 5 — срединные массивы и поднятия с раннеархейским фундаментом (1' — Охотский массив, 2 — Омолонский массив, Тайгоносское поднятие), 6 — поднятия в Яно-Колымской складчатой системе, сложенные рифейско-среднепалеозойскими отложениями, 7 — поднятия в Яно-Колымской системе, сложенные палеозойско-нижнемезозойскими отложениями (8 — Улахан-Тасское, 9 — Балыгчанское, 10 — Адыча-Эльгинское, 11 — Среднеяное, 12 — Нижнеяное, 13 — Хромский массив), 8 — поднятия в Чукотской системе (14 — Алярмаутское, 15 — Куульское, 16 — Куэжвуньское, 17 — Вельмайское, 18 — Уэленское, 19 — Сенявинское); 9 — позднемезозойские складчатые структуры зоны перехода мезозоид к Корякско-Камчатской области; 10 — Золоторское поднятие (20); 11 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 12—14 — Корякско-Камчатская складчатая область: 12 — Анадырско-Корякская складчатая система, 13 — Олюторско-Камчатская складчатая система, 14 — поднятия в Олюторско-Камчатской системе (21 — Срединно-Камчатский массив, 22 — Ганальское поднятие, 23 — Хавывенский выступ); 15 — Охотоморское поднятие (по геофизическим данным); 16 — выходы дорифейских комплексов на дневную поверхность; 17 — зоны развития офиолитов; 18 — Сибирская платформа; 19 — Джугджуро-Становая складчатая область

ментов мезозоид, образующих внешнее полукольцо вокруг Алазейской зоны (см. рис. 3).

С учетом всех сделанных допущений реконструируются два древнейших положительных элемента первого порядка: Колымо-Омолонский и Охотский своды. В современной структуре региона Охотский свод смещен относительно Колымо-Омолонского к юго-востоку, и его фрагментами, отчлененными в результате раскрытия окраинных морей, возможно, являются Охотоморское поднятие и Срединно-Камчатский массив. По своим характеристикам оба выделенных элемента вполне отвечают нуклеарам [8].

В фундаменте Чукотской системы, как показано выше, гнейсовые купола начали формироваться лишь в раннем протерозое и в силу специфики состава замещаемого субстрата отличаются повышенным содержа-

нием щелочных и радиоактивных элементов. Этими особенностями и может объясняться, по-видимому, тот факт, что они сравнительно поздно оформились как положительные морфоструктуры (признаки размыва гнейсов впервые отмечаются только в девоне [4]), но дольше сохраняли тектоническую активность и испытали глубокую регенерацию (зональный метаморфизм, массовое выплавление гранитов) на стадии замыкания мезозоид [5, 29].

В Анадырско-Корякской кайнозойской складчатой системе, отделяющей мезозоиды от структур океана, выходы раннего докембрия достоверно не известны, и о ее дорифейской предыстории можно говорить в сугубо предположительной форме. Так, можно допустить, что эта территория в раннем докембрии представляла собой совокупность пассивных прогибов, где накапливались супракрустальные толщи, которые в общем случае могли отличаться по составу от разновозрастных комплексов мезозоид. Из современных геотектонических представлений следует также, что в ходе фанерозойского тектогенеза фундамент кайнозоид мог претерпеть сложнейшие преобразования вплоть до полного уничтожения в одних зонах, сгруживания и регенерации — в других [26, 36]. Разрушение всех этих вопросов — дело будущего.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенная картина эволюции дорифейского фундамента складчатых сооружений Северо-Востока СССР, безусловно, первая предварительная попытка такого рода. Тем не менее представляется, что она отражает некоторые объективные закономерности, которые удастся выявить на нынешнем уровне изученности региона. Из них подчеркнем вывод о том, что основная специфика дорифейской предыстории Северо-Востока СССР заключалась в чрезвычайно высокой эндогенной активности соответствующего ему сегмента литосферы. В силу этого в паузах между отдельными этапами гранитизации здесь не успевала завершаться стабилизация тектонических структур, чем и может объясняться различие во внутреннем устройстве фундамента Сибирской платформы, с одной стороны, и фундамента мезозоид — с другой, при принципиальной близости их состава и характера метаморфизма.

Высокая активность дорифейских гнейсово-купольных структур отразилась и на особенностях фанерозойской тектоники региона: распределении поднятий и прогибов, областей гранитообразования и базальтового магматизма, зон метаморфизма и т. д. Но в целом факторы геотектонической эволюции на предпозднерифейском рубеже, очевидно, качественно изменились. Сущность перестройки заключалась в переходе от термотектогенеза [31], при котором главным способом наращивания «гранитного» слоя земной коры был рост гнейсово-купольных структур над замкнутыми в поперечном сечении флюидно-расплавными колоннами, к рифтогенно-геосинклинальному режиму, обусловленному возникновением высокопроницаемых линейных зон, непосредственно дренирующих глубинные уровни литосферы.

### Литература

1. Авченко О. В. Петрология охотского метаморфического комплекса. М.: Наука, 1977. 95 с.
2. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.
3. Бибикова Е. В., Макаров В. А., Грачева Т. В., Сеславинский К. Б. Возраст древнейших пород Омолонского массива.— Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 2, с. 434—436.
4. Васильковский Н. П. Геологическая история Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1981. 308 с.
5. Гельман М. Л. Основные особенности послепротерозойского метаморфизма на Северо-Востоке СССР.— В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1973, с. 161—180.
6. Гельман М. Л. Вопросы геологии древнейших кристаллических комплексов Северо-Востока СССР.— В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1974, с. 73—79.

7. Гельман М. Л., Тигов В. А., Фадеев А. П. Омолонская железорудная провинция.— Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 2, с. 419—422.
8. Глуховский М. З., Павловский Е. В., Моралев В. М. Кольцевые структуры и гранитоидные купола.— В кн.: Тектоника и некоторые проблемы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1984, с. 19—21.
9. Гнибиденко Г. С. Метаморфические комплексы в структурах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1969. 135 с.
10. Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива. М.: Наука, 1968. 186 с.
11. Гринберг Г. А., Шкодзинский В. С. Сопоставление метаморфических комплексов Охотского и Тайгонского массивов.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973, с. 213—219.
12. Давыдов И. А., Жуланова И. Л., Милов А. П., Сурчилов В. А. Опыт применения Rb—Sr-изохронного метода к осадочным и вулканогенным породам Омолонско-Тайгонского района (Северо-Восток СССР).— Тез. докл. совещ. «Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования». Киев: Наук. думка, 1982. 56 с.
13. Жуланова И. Л. Особенности гранитизации аековского комплекса и проблемы амфиболитовой фации.— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР. Магадан: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 133—146.
14. Жуланова И. Л. О связи железных руд Омолонского массива с протерозойской деструкцией его фундамента: Тез. докл. совещ. «Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения». Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1983, с. 56—57.
15. Жуланова И. Л., Давыдов И. А. Дискретные Rb—Sr-системы в кристаллическом фундаменте мезозойд Северо-Востока СССР и их интерпретация: Тез. докл. совещ. «Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза». М.: ГЕОХИ АН СССР, 1985, с. 75—77.
16. Жуланова И. Л., Давыдов И. А., Милов А. П. Геологическая интерпретация результатов стронциевого датирования древнейших метаморфических комплексов Северо-Востока СССР.— Тихоокеан. геология, 1985, № 5, с. 41—46.
17. Жуланова И. Л., Милов А. П., Давыдов И. А. Этапы формирования «гранитного» слоя Северо-Восточной Азии по геологическим и геохронологическим данным.— В кн.: Геология и металлогения докембрия Дальнего Востока. Л.: Наука, с. 84—95.
18. Загружина И. А. Срединные и остаточные массивы Северо-Востока СССР.— В кн.: Геохронология СССР. Т. I. Л.: Недра, 1973, с. 294—300.
19. Зотов И. А., Перцев Н. Н. Признаки действия трансмагматических флюидов в интрузивах.— В кн.: Флюиды в магматических процессах. М.: Наука, 1982, с. 7—27.
20. Иванов О. Н., Крюков Ю. В. Докембрий восточного сектора Советской Арктики.— Геология и геофизика, 1973, № 9, с. 50—59.
21. Коген Е. С., Рунов Б. Е., Ставцев А. Л. Новые данные по геологии Билякчанской зоны разломов (Южное Верхоянье).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 8, с. 113—123.
22. Козырева И. В., Авченко О. В., Мишкин М. А. Глубинный метаморфизм позднеархейских вулканогенных поясов. М.: Наука, 1985. 164 с.
23. Корольков В. Г., Рудник В. А., Собонович Э. В. О позднепалеозойском — раннеархейском возрасте древнейших пород Охотского срединного массива.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 6, с. 1441—1444.
24. Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 213 с.
25. Лычагин П. П., Мерзляков В. М., Терехов М. И. Геология Алазейского плоскогорья.— В кн.: Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 18—54.
26. Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
27. Мерзляков В. М., Терехов М. И., Бялобжеский С. Г. О срединных массивах Северо-Востока СССР.— Геотектоника, 1974, № 5, с. 61—73.
28. Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М. Состояние проблемы срединных массивов Северо-Востока СССР.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан.: Кн. изд-во, 1971, с. 131—142.
29. Натальин Б. А. Тектоническая природа метаморфического комплекса Чукотского полуострова.— Геология и геофизика, 1979, № 6, с. 31—38.
30. Объяснительная записка к геологической карте междуречья Сугоя, Коркодона, Омолона, Олая и Гижиги. Масштаб 1 : 500 000/Под ред. Мерзлякова В. М. Магадан: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1984. 142 с.
31. Павловский Е. В., Глуховский М. З. Проблема термотектогенеза.— Геотектоника, 1982, № 6, с. 38—52.
32. Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 190 с.
33. Садовский А. И. Докембрий в тектонике и металлогении Северо-Востока Азии.— Тихоокеан. геология, 1983, № 1, с. 43—53.
34. Смирнов А. М. Докембрий Северо-Запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1976. 224 с.
35. Смыслов А. А., Моисеенко У. И., Чадович Т. З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979. 189 с.
36. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана/Ред. Мар-

- ков М. С., Пушаровский Ю. М., Тильман С. М., Федоровский В. С., Шило Н. А. М.: Наука, 1980. 285 с.
37. Тектоника Якутии/Под ред. Трушкова Ю. Н. Новосибирск: Наука, 1975. 198 с.
  38. Тильман С. М. Сравнительная тектоника мезозойда севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 326 с.
  39. Фадеев А. П. Новые данные о докембрийских базитовых интрузиях Омолонского массива.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 22. Магадан: Кн. изд-во, 1975, с. 245—247.
  40. Чиков Б. М. Срединные массивы и вопросы тектонического районирования складчатых сооружений. Новосибирск: Наука, 1978. 291 с.
  41. Шевченко В. М. Докембрийский фундамент и раннепалеозойская активизация Омолонского массива: Автореф. канд. дис. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР. 19 с.
  42. Шишкин В. А. Метаморфический комплекс Приколымского поднятия. М.: Наука, 1979. 110 с.
  43. Шульдинер В. И. Состав и эволюция древнейших метаморфических формаций.— В кн.: Метаморфические формации. Новосибирск: Наука, 1981, с. 62—76.
  44. Шульдинер В. И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 226 с.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР  
Магадан

Поступила в редакцию  
7.VI.1983

УДК 551.243(571.5)

У Ф И М Ц Е В Г. Ф.

**О СТРУКТУРЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ**

В новейшей структуре Байкальского рифта выделяются подзоны межгорных впадин и междувадных перемычек, северо-западное плечо рифта, внутренние глыбовые поднятия и юго-восточный краевой сводовой изгиб. Охарактеризованы основные неотектонические формы, составляющие рифтовую зону. Новейшая структура рифта обладает элементами симметрии в парагенезе с глубинным строением. Рассмотрены основные особенности развития новейшей структуры рифта.

**ВВЕДЕНИЕ**

Байкальская рифтовая зона довольно хорошо изучена в геолого-геофизическом и геоморфологическом отношениях [5, 8, 9, 11—13, 19—21, 23, 24, 27, 29]. Результаты ее изучения явились основой концепции об особом (байкальском) типе орогенного развития [28], свойственном, судя по геологическим обобщениям [16, 17], разновозрастным областям тектонической активизации на континентах.

Байкальский рифт как тектонотип определенной группы орогенов благоприятен в том отношении, что можно изучить весь комплекс элементов его структуры: глубинное строение по геофизическим полям, геологические формации, новейшую структуру. В рифтах геологического прошлого непосредственно могут быть изучены лишь геологические формации.

Цель настоящей работы — описание новейшей структуры Байкальского рифта на уровне крупных (площадь в тысячи квадратных километров и более) составляющих ее элементов. Изучение новейшей тектоники юга Восточной Сибири включало составление карты «тектонического рельефа» по специально разработанной методике [26]. Использованы материалы по глубинному строению и геологическим формациям [8, 12, 20, 22, 23, 27, 29 и др.].

**БАЙКАЛЬСКИЙ РИФТ В ЦЕЛОМ**

Байкальский рифт располагается в северо-восточной части Монгольско-Сибирского пояса горообразования. Северо-западное крыло рифта граничит с Сибирской платформой или с неотектоническими формами, переходными между областью горообразования и платформой (рис. 1). Юго-восточнее рифта располагается Селенга-Витимская зона линейного коробления, представляющая собой сочетание малых (шириной до 40 км) сводов и межгорных впадин [26, 27]. Последние выполнены преимущественно верхнеюрской — нижнемеловой угленосной молассой. Эти отложения в формационном отношении аналогичны кайнозойским осадкам впадин байкальского типа. Это позволяет считать, что Селенга-Витимская зона испытала этап рифтогенеза [1], сменившегося последующим субгоризонтальным сжатием. Свидетельства последнего — аркогенные надвиги на крыльях малых сводов [26].

Юго-западный фланг рифта, его Хубсугульское звено, располагается во внутренней части Монгольско-Сибирского пояса горообразования. Неотектонические формы здесь имеют субмеридиональное простирание.

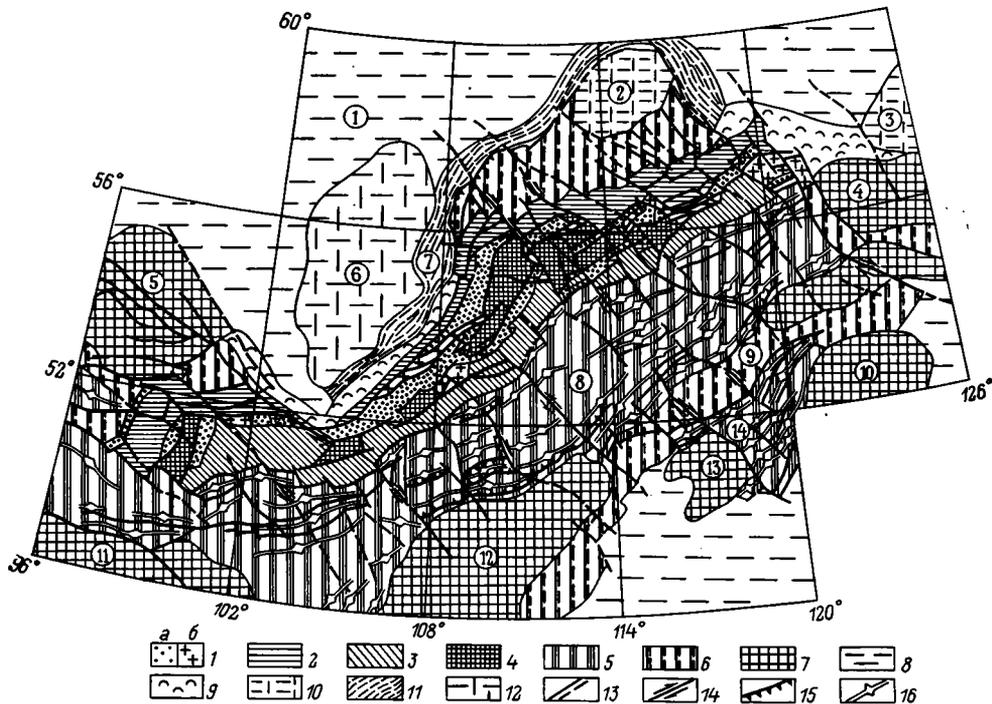


Рис. 1. Новейшая тектоника юга Восточной Сибири и окружающих территорий  
**Область горообразования:** 1—4 — Байкальская рифтовая зона, в том числе большие межгорные впадины (1, а), междувадинные перемычки (1, б), плечо рифта (2), краевой сводовый изгиб (3) и внутренние глыбовые поднятия (4); 5 — зоны линейного коробления; 6 — сочетания разновысотных горстов, ступеней и долин-грабенов (блоковые поля); 7 — большие сводовые поднятия. **Области равнинно-платформенные:** 8 — зоны общего воздымания; 9 — предгорные пьедесталы; 10 — окраинные щитообразные поднятия; 11 — предгорные зоны складок; 12 — поднятые большие ступени. 13—15 — молодые и омоложенные разломы, в том числе сдвиги (14) и аркогенные надвиги (15), 16 — малые сводовые поднятия в зонах линейного коробления. Цифрами в кружках обозначены Сибирская платформа (1), ее Верхнеленская ступень (6), Предбайкальский прогиб (7), Патомское (2) и Центральноалданское (3) поднятия; большие сводовые поднятия: Восточно-Саянское (5), Становое (4), Большого Хингана (10), Хангайское (11), Хэнтэй-Даурское (12) и Восточно-Забайкальское (13), Селенга-Витимская (8) и Шилка-Аргунская (14) зоны линейного коробления, Верхнеамурское блоковое поле (9)

Это звено рифта характеризуется некоторыми особенностями современной геодинамики, сейсмических процессов в частности [18].

В новейшей структуре Байкальского рифта существенна роль продольных и поперечных разломов. Продольные разломы, обычно долгоживущие, в позднекайнозойское время характеризуются преимущественно сбросовыми перемещениями, дополненными сдвиговой составляющей. Долгоживущий характер разломов определяет наличие в их широких (до нескольких километров) зонах нескольких генераций тектонитов, из которых соответствующие этапу рифтогенеза обычно представлены рыхлыми брекчиями.

Значение поперечных разломов в структуре рифтовой зоны выявлено благодаря интерпретации геофизических и геоморфологических материалов и дешифрированию космоснимков [26]. Это системы кулисообразно сменяющих друг друга разломов северо-западного простирания. Ширина таких систем составляет десятки километров. Реже наблюдаются единые протяженные разломы типа Главного Саянского, имеющего в новейшей структуре значение правого сдвига. В большинстве зон поперечных разломов, судя по изменениям простираний неотектонических форм, плановым смещениям их границ, преобладают правосторонние переме-

щения. Байкальский рифт и сопряженная с ним Селенга-Витимская зона линейного коробления имеют общие системы поперечных разломов (см. рис. 1). В новейшей структуре имеют существенное значение: Олекма-Амурский пояс поперечных разломов [26], контролирующей северо-восточное замыкание рифта; система разломов между Северо-Байкальской и Верхнеангарской впадинами, протягивающаяся на юго-восток до р. Аргуни; Главный Саянский разлом и его юго-восточное продолжение в Забайкалье; система разломов северо-западного простирания на юго-западном замыкании рифта. Главнейшие поперечные разломы делят рифт на секции, различающиеся в деталях новейшей структуры, в пространственной ориентировке ее элементов. Эти разломы в новейшей структуре Байкальского рифта имеют такие же позиции, что и трансформные разломы срединно-океанических рифтовых поясов.

Новейшая структура Байкальского рифта составлена несколькими видами неотектонических форм, из которых главнейшее значение имеют крупные межгорные впадины. Роль поднятий также велика, а по площади они преобладают. Неотектонические формы различной размерности в новейшей структуре рифта составляют несколько уровней организации, из которых при региональном анализе существенное значение имеют два. Во-первых, это комплексы неотектонических форм размерностью в тысячи квадратных километров и более (межгорные впадины, междувпадинные перемычки, горные поднятия). При региональном анализе они принимаются условно за неделимые образования. Эти формы образуют в рифтовой зоне устойчивые пространственные сочетания, которые могут рассматриваться в качестве промежуточного уровня организации и названы подзонами.

В новейшей структуре рифта в целом и его подзон выделяются главные формы (структурообразующие), например впадины байкальского типа, и «второстепенные» формы, представляющие как бы дополнительные включения. Изучение второстепенных элементов новейшей структуры оказывается необходимым в познании процессов и эволюции рифтогенеза в силу того, что они в большинстве случаев оказываются пограничными (шовными) и отражают пространственно-временные взаимодействия главных форм.

Новейшая структура Байкальского рифта включает следующие подзоны (см. рис. 1): системы межгорных впадин и междувпадинных перемычек, комплексы наклонных горстов и асимметричных глыбовых поднятий северо-западного крыла (плечо рифта), краевой сводовый изгиб юго-восточного крыла, внутренние глыбовые поднятия. Строение подзон, их изменения по простиранию и отношения с окружающими формами отражены на поперечных профилях рельефа рифтовой зоны с соответствующей тектонической интерпретацией (рис. 2).

### СИСТЕМЫ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН

Подзоны межгорных впадин и разделяющих их междувпадинных поднятий-«перемычек» являются основой новейшей структуры Байкальского рифта и представляют собой линейные цепи с чередованием этих структурных элементов по простиранию. Дополнительными элементами в цепях являются промежуточные ступени на бортах впадин и у их замыканий. На юго-западном фланге рифта располагаются изолированно среди горных поднятий Дархатская и Хубсугульская впадины. Северо-восточнее располагается субширотная Тункинская цепь впадин. Она выходит к юго-западному побережью Байкала, где начинается цепь крупнейших в рифте впадин — Южно-Байкальской, Северо-Байкальской и Верхнеангарской, причем последняя относительно предыдущей несколько смещена на юго-восток по системе поперечных разломов. Далее на восток располагается Муйско-Чарская цепь впадин. В центральной части рифтовой зоны от Среднебайкальской впадины отходит крупная Баргузинская впадина, которая на северо-восток продолжается системой Шипинской и Баунтовской впадин (см. рис. 1).

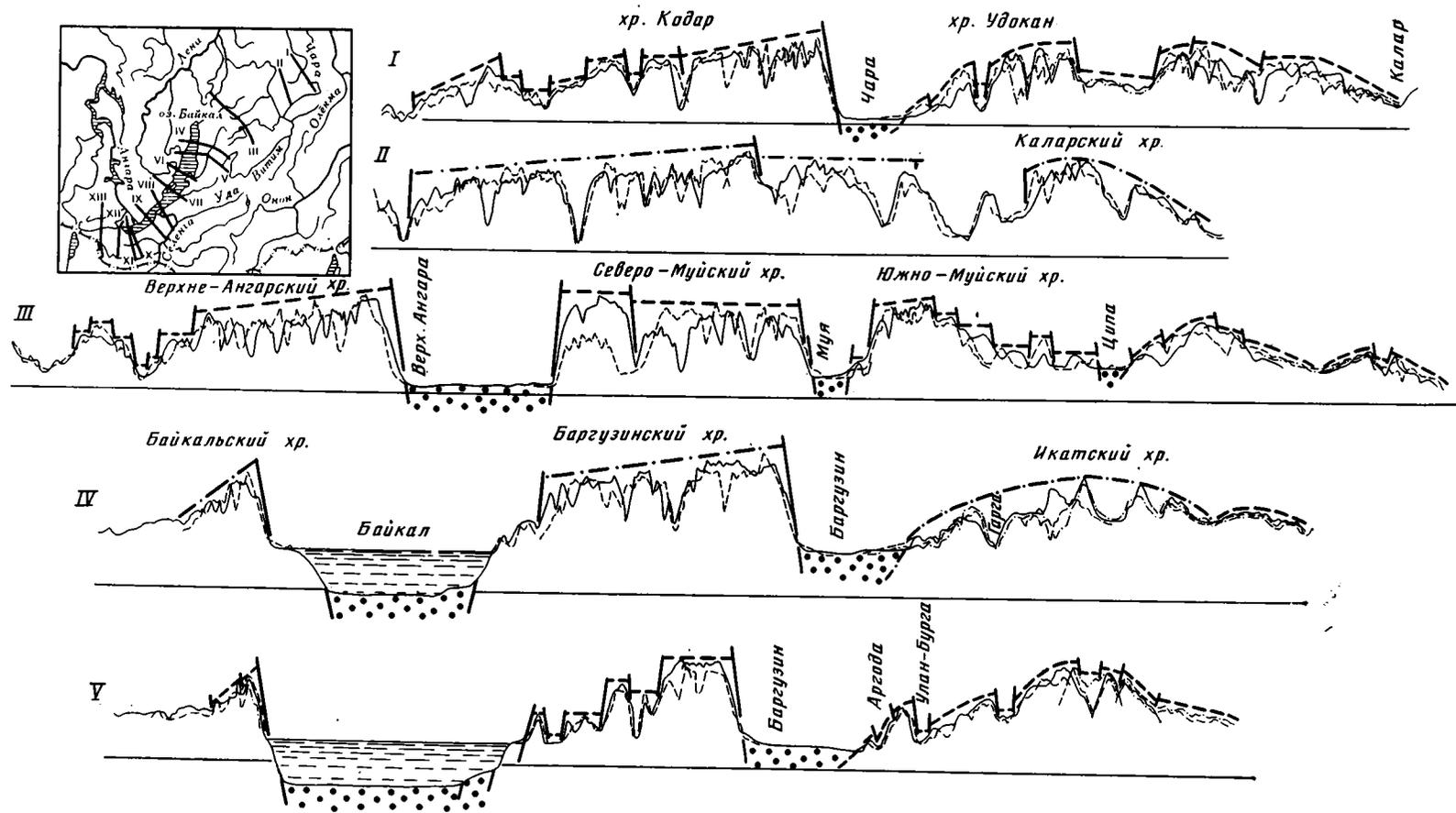


Рис. 2 (I часть)

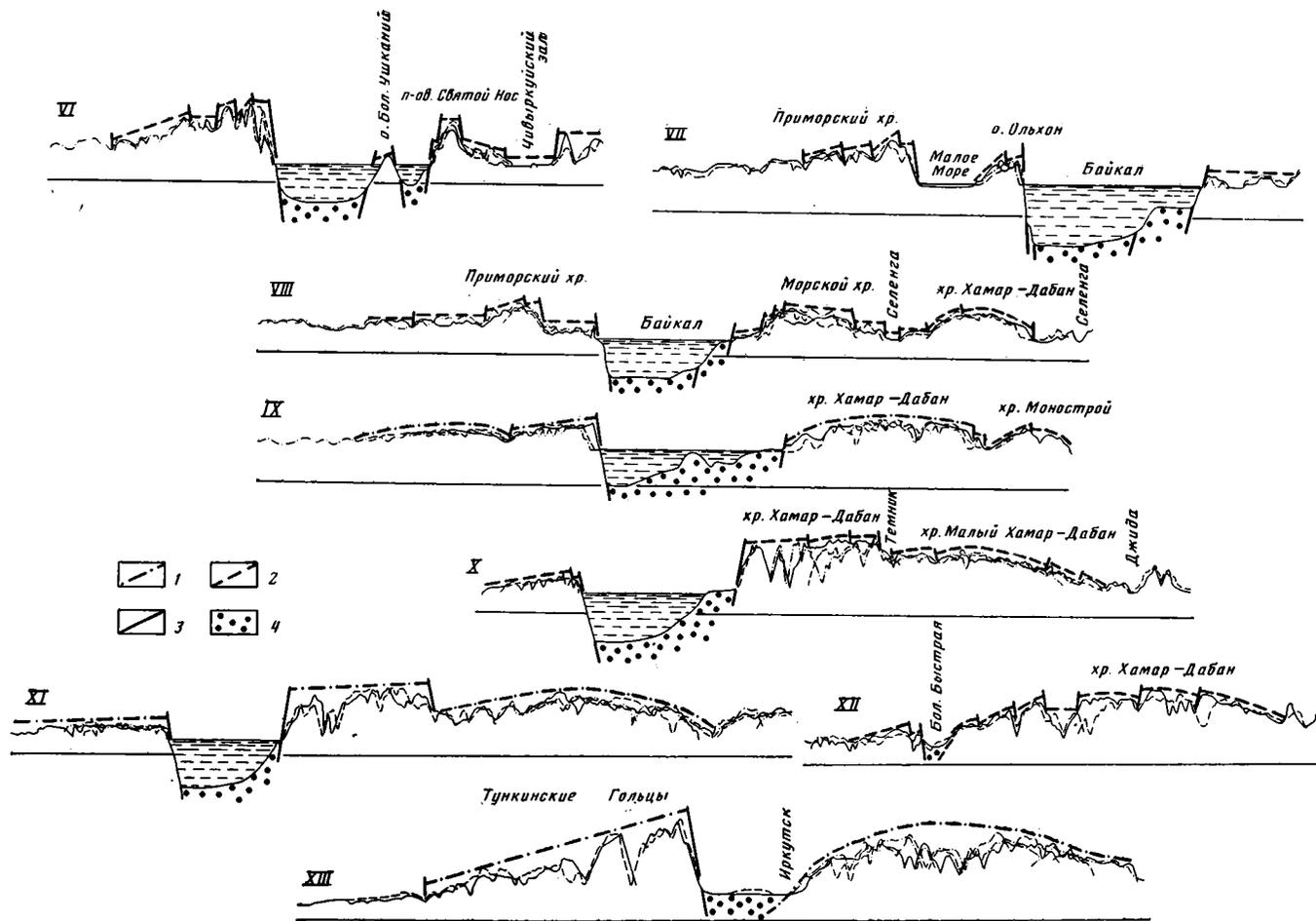


Рис. 2 (II часть)

Рис. 2. Поперечные профили вершинной поверхности в области Байкальского рифта 1—2 — структурные интерпретации вершинной поверхности на уровне подзон (1) и простых неотектонических форм (2); 3 — молодые разломы; 4 — большие межгорные впадины. Положение профилей указано во врезке. Вертикальный масштаб превышает горизонтальный в 10 раз

Крупнейшие впадины байкальского типа в ширину достигают 50 км и более, а их длина может превышать 200 км. Они выполнены олигоцен-четвертичными отложениями, суммарная мощность которых, по геофизическим данным, может достигать 6000 м (Южно-Байкальская впадина). Характерно общее поглубение осадков вверх по разрезу; в Тункинской системе впадин в разрезе кайнозоя существенна роль базальтовых покровов и туфогенных образований [12, 19, 27].

Морфология рельефа поверхности фундамента во впадинах байкальского типа оценена по геофизическим данным [8, 22], реже по результатам глубокого бурения. Впадины представляют собой асимметричные глубокие прогибы с крутыми северо-западными и северными бортами, осложненными сбросами. По простиранию впадин наблюдается чередование пологих мульд и разделяющих их относительных поднятий.

Среди впадин байкальского типа выделяются большие и малые [19, 27]. Типичными представителями последних являются Мондинская и Быстринская впадины Тункинской системы. Они имеют такое же осадочное выполнение, что и крупные впадины [12, 19], однако обладают некоторыми особенностями новейшей структуры и тесной ассоциацией с крупнейшими междувпадинными перемычками, составными элементами которых они скорее всего являются.

Новейшей структуре больших впадин байкальского типа свойственно наличие внутренних активных поднятий в осадочном чехле и узкие промежуточные ступени на бортах, сложное строение краевых тектонических уступов.

Внутренние активные поднятия в осадочном выполнении впадин хорошо выражены в рельефе днищ Тункинской и Южно-Байкальской впадин. Это возвышенность Бадары (см. рис. 2, VIII) в Тунке и Посольская банка в юго-западной части авандельты р. Селенги (см. рис. 2, IX). Возвышенность Бадары располагается в зоне наибольшего погружения фундамента Тункинской впадины. Она имеет высоту около 80 м и представляет собой куполообразное поднятие, сложное озерными песками плейстоцена и окруженное низкими равнинами с признаками современной интенсивной аккумуляции. Посольская банка — это поднятие дна Байкала на наклонной поверхности авандельты р. Селенги (см. рис. 2, IV). Относительная высота его достигает 400 м. Аналогичное поднятие располагается в северной части авандельты р. Селенги [14]. Оба эти поднятия располагаются, судя по геофизическим данным [8, 22], в зоне максимального погружения фундамента Южно-Байкальской впадины.

В отношении способа образования во внутренних частях впадин байкальского типа активных (хорошо выраженных в рельефе) бескорневых поднятий в осадочном чехле высказываются различные предположения. Наилучшим является представление о возникновении этих форм в результате гравитационного тектогенеза, за счет соскальзывания осадочных слоев с крыльев впадин к их центральным частям [6]. Форма впадин, характер геологических границ в осадочном чехле, особенности поступления обломочного материала в зоны аккумуляции определяют размеры и форму таких инверсионных бескорневых поднятий.

Северные и северо-западные борта впадин байкальского типа включают следующие основные элементы. Центральное положение в них занимают высокие тектонические уступы, оформленные по молодым сместителям в широких зонах долгоживущих разломов. Обычно молодые перемещения сосредоточены по сближенным сместителям, и их суммарные значения могут достигать 1—2 км и более. В морфологии поверхностей сместителей в большинстве случаев устанавливаются следы и вертикальных и горизонтальных перемещений, однако первые в сместителях участков тектонических уступов преобладают.

Над этими уступами располагаются пологонаклонные ко впадинам поверхности вершинных скатов, пространственно также связанные с зонами долгоживущих разломов типа Приморского (см. рис. 2, IV, VII, VIII). Эти наклонные поверхности путем углового перегиба сочленяются с вершинными частями поднятий, что указывает на отсутствие

изгибовой дислокации. Зоны наклонных скатов над тектоническими уступами есть следствие многочисленных малоамплитудных вертикальных молодых перемещений в частях зон долгоживущих разломов, «тыловых» по отношению ко впадинам. И напротив, здесь увеличивается значение горизонтальных перемещений, которые становятся преобладающими. В тыловых частях разломов наблюдаются сопряженные коленообразные изгибы устьевых частей горных долин. Они указывают, например, на правосторонние перемещения с видимой амплитудой до 1,5—2,0 км в тыловой части Приморского разлома, на левосторонние перемещения в зоне Тункинского разлома.

Третий компонент бортов впадин байкальского типа — это наклонные предгорные равнины шириной не более 4 км, сложенные грубообломочным пролювием, селевыми отложениями и, реже плейстоценовыми моренами. В сторону центральных частей впадин они погружаются под отложения участков современных интенсивных прогибаний. Судя по ситуации у северного борта Тункинской впадины, такие предгорные наклонные равнины приурочены к узким зонам крутого (до 45°) наклона поверхности фундамента. Столь большие наклоны указывают на существование здесь молодых сместителей, входящих в широкие зоны ограничивающих впадины разломов. На это указывает наличие на предгорных равнинах сейсмодислокаций, секущих рыхлые отложения, расщепление террасовых уровней в сторону гор. Узкие зоны наклонных предгорных равнин являются морфологическим выражением нижних частей краевых тектонических уступов, погребенных под молодыми осадками.

Наличие в широких зонах разломов на бортах впадин байкальского типа многочисленных молодых сместителей обуславливает появление узких (первые километры) и протяженных (десятки километров) промежуточных ступеней [7]. Эти формы наблюдаются на участках виргаций молодых разломов, когда у отдельных сместителей резко увеличивается амплитуда перемещений. Чаше сместители обособляются в зоне вершинного ската над крутым тектоническим уступом. Последовательное увеличение по простиранию амплитуд молодых перемещений приводит к появлению дополнительного тектонического уступа и обособлению от сопряженного со впадиной поднятия узкой и протяженной ступени. Сначала она причленена к телу плеча рифта, но затем в основании тылового тектонического уступа появляется предгорное понижение, занятое наклонной равниной. Таким образом, разлом, отделяющий ступень от горного поднятия, приобретает все геоморфологические атрибуты самостоятельного краевого разлома: тектонический уступ, вершинный скат и наклонную предгорную равнину. Одновременно промежуточная ступень последовательно понижается, приобретая вид остаточного образования (денудационное разрушение горного рельефа) и, наконец, сменяется по простиранию предгорной наклонной равниной.

Эволюционный ряд промежуточных ступеней — от высоких блоков с расчлененным горным рельефом до испытавших денудационное разрушение и едва «просвечивающих» на поверхности предгорных аккумулятивных равнин хорошо наблюдается на участках виргаций Обручевского сброса на западном побережье Байкала (Сарминская и Зундукская промежуточные ступени), на северо-западном борту Баргузинской впадины (ступень Улюнского хребта). Он указывает на расширение рифтовых впадин за счет вовлечения в погружения краевых блоков сопредельных горных поднятий — определяющий процесс в остаточно-горстовом (байкальском) типе орогенного развития [7, 28].

В развитии структуры рифтовых впадин, видимо, происходят нарушения этого главного процесса их разрастания. На южных и юго-восточных крыльях некоторых впадин выявляются следы их частных инверсионных воздыманий. Это относительно поднятые ступени на южном побережье Байкала, сложенные неогеновыми отложениями, куйтуны юго-восточной части Баргузинской впадины и сходные с ними формы южного борта Тункинской впадины, где наблюдаются изгибы и поднятия уровней плейстоценовой озерной аккумуляции. Эти участки рифтовых впа-

дин втянуты в сводовые воздымания сопредельных поднятий (см. рис. 2, I, III, V, XIII).

Комплексы неотектонических форм, разделяющие впадины (междувпадинные перемычки), имеют две основные разновидности. Первая — это горсты, поперечные или диагональные к общему простиранию подзон. Высота их над днищами впадин составляет первые сотни метров. Примеры таких форм — это наклонные диагональные горсты Ниловского и Еловского отрогов в Тункинской системе впадин [19, 27]. С востока горсты ограничены высокими сбросовыми уступами, а на запад их поверхности плавно понижаются в сторону Тункинской и Хойтогольской впадин. Общая форма междувпадинных перемычек в виде наклонных горстов осложняется небольшими блоками, причем в некоторых из них залегают неогеновые угленосные отложения [27]. Это служит указанием на активный характер воздыманий междувпадинных перемычек и местами вовлечение в них краевых частей впадин.

Другая разновидность междувпадинных перемычек характеризуется более сложным строением — это комплексы продольных и диагональных горстов, ступеней и ступенчатых глыбовых поднятий, совокупные размеры которых сопоставимы с таковыми рифтовых впадин. Пример их — междувпадинная перемычка между Северо-Байкальской и Южно-Байкальской впадинами. Он включает: 1) ступени на стадии существования горного рельефа (Приольхонская ступень на западном берегу Байкала, см. рис. 2, VIII) или погруженные (дно Малого моря, см. рис. 2, VIII); 2) относительное поднятие между впадинами (подводный Академический хребет); 3) активно воздымающиеся наклонные горсты (Ольхонский и Ушканий, см. рис. 2, VI, VII). Подобная же структурная ассоциация наблюдается в районе п-ова Святой Нос и Чивыркуйского залива (см. рис. 2, VI). Промежуточные ступени в перемычке образуют эволюционный ряд форм, находящихся на разных стадиях преобразования в условиях погружения, последовавшего за воздыманием в составе плеча рифта. Это относится и к подводному Академическому хребту, где обнаружены древние коры выветривания [4]. Между такими ступенями и рифтовыми впадинами располагаются активные наклонные горсты или ступенчатые глыбовые поднятия, в пределах которых инверсионно подняты блоки и малые впадины, сложенные неогеном.

Аналогичное строение имеют и другие сложные перемычки. В их состав входят малые впадины с достаточно мощным (сотни метров) осадочным выполнением, включающим все члены общего разреза рифтовых впадин. Таковы Мондинская и Быстринская впадины в Тункинской системе (см. рис. 2, XII). Площади их не превышают первых десятков квадратных километров. Эти впадины в своем развитии испытали последующие инверсионные воздымания с сопутствующим эрозионным расчленением днищ. Одновременно с общим воздыманием днища малых впадин могут быть разделены на системы узких разновысотных ступеней подобно ситуации, наблюдаемой в Мондинской впадине [19].

На замыканиях систем межгорных впадин наблюдаются краевые ступени, морфологически подобные междувпадинным перемычкам. Они как бы наращивают по простиранию крупнейшие межгорные погружения. Такова система тектонических ступеней рельефа у северо-восточного окончания Баргузинской впадины (см. рис. 1).

### ПЛЕЧО РИФТА

Этим термином вслед за Е. Е. Милановским [15] обозначаются системы наклонных горстов и асимметричных глыбовых поднятий, сопровождающих впадины байкальского типа и составляющих северозападное крыло рифтовой зоны (см. рис. 1, 2). Новейшая структура его сравнительно проста — это одинарные или двойные (на флангах рифта) цепи продолжающих друг друга по простиранию наклонных горстов и глыбовых поднятий. К осевой части рифта эти формы обрываются высокими тектоническими уступами. На северо-запад и север они имеют

пологий наклон в сторону Сибирской платформы. Отдельные глыбовые поднятия и горсты разделены узкими надразломными шовными относительно опусканиями — долинами-грабенами по зонам поперечных разломов.

В центральной части рифтовой зоны, вдоль западного берега Байкала, располагается одинарная цепь наклонных горстов и асимметричных глыбовых поднятий Приморского и Байкальского хребтов (см. рис. 2, IV—IX). На флангах рифта распространены двойные цепи таких же форм (см. рис. 2, I—III, XIII). Другая особенность строения плеча рифта на его флангах заключается в том, что в его подошве располагаются небольшие впадины (см. рис. 1). Таковы Бусингольская впадина на юго-западе, Ничаткинская впадина [2] на северо-востоке.

В краевой части Сибирской платформы, между плечом рифта и системой складок Предбайкальского прогиба, наблюдается ряд неотектонических форм, которые можно рассматривать как результат влияния процессов рифтогенеза на окружающие территории. Это наклонные предгорные пьедесталы (см. рис. 2, XIII), в том числе выходящие на борта рифтовых впадин и занимающие положение плечей рифта (см. рис. 2, XI), широкие куполообразные поднятия типа Онотской возвышенности (см. рис. 2, IX) или системы тектонических ступеней рельефа (см. рис. 2, VII). Они надстраивают плечо рифта и вовлечены вместе с ним в общие воздымания.

### КРАЕВОЙ СВОДОВЫЙ ИЗГИБ

Юго-восточное крыло рифтовой зоны составляет комплекс продолжающих друг друга поднятий хребтов Хамар-Дабана, Улан-Бургасы, Икатского, Каларского и Удокана (см. рис. 1). Эти поднятия состоят из ряда форм, которые располагаются в определенном порядке (см. рис. 2, I, III, V, X, XII). Совокупности их могут быть охарактеризованы сферическими поверхностями большого радиуса кривизны (см. рис. 2, II, IV, IX, XI, XIII). Высота арки сводового изгиба относительно днищ рифтовых долин достигает 2500 км. Пологие погружения поверхности фундамента на юго-восточных крыльях впадин наращивают высоту этого изгиба. Обычная ширина его составляет 60—120 км и уменьшается до 45 км в местах, где изгиб на вершине полуовалны ограничен высоким тектоническим уступом, либо на участках крупных поперечных разломов, где сводовый изгиб несколько редуцирован (см. рис. 2, II, III).

Во всех случаях сводовый изгиб юго-восточного крыла рифта резко отличается от расположенных рядом малых сводов Селенга-Витимской зоны линейного коробления (см. рис. 2, III, IV, IX). При внешнем морфологическом сходстве краевой сводовый изгиб имеет большие ширину и высоту. Наклоны вершинной поверхности на крыльях свода значительны и вблизи его подошвы, видимо, достигает  $10^\circ$  и более.

Характерный элемент структуры сводового изгиба — сбросы с падением к его осевой поверхности. Они обуславливают распространение на крыльях свода наклонных блоков, приводящих к появлению куэстоподобного ландшафта (см. рис. 2, I, V, XII). Обратная ступенчатость вершинной поверхности на крыльях свода и узкие долины-грабены компенсируют растяжение приповерхностных частей изгиба в процессе его роста. Вследствие того же процесса в осевой части свода обособляются небольшие горсты (см. рис. 2, I, IV) и сопряженные с ними впадины. Некоторые из них, подобно Верхнекаларской впадине, представляют собой омоложенные формы, в выполнении которых участвуют палеозойские и мезозойские отложения; другие представляют собой новообразования. Другой вид малых впадин, осложняющих сводовый изгиб, — это удлиненные формы, образующие входящие углы со стороны больших впадин. Это впадины Уланбургинская и Нерунганская (Ясская), вдающиеся в Икатский свод со стороны Баргузинской впадины [27].

Между краевым сводовым изгибом и рифтовыми впадинами существуют сложные отношения. С одной стороны, входящие углы больших

рифтовых впадин в свод свидетельствуют об их разрастании за счет последнего, с другой — фиксируются случаи инверсионных воздыманий краевых частей впадин, сопряженных со сводовым изгибом (см. выше). Двойственные отношения между впадинами и краевым сводовым изгибом находят отражение и в характере молодых разломов в подошвенной части последнего. Здесь наблюдаются молодые сбросы с падением поверхностей сместителей в сторону впадин как следствия их активных погружений. В приповерхностных частях земной коры такие сбросы имеют большую ширину и включают множество малоамплитудных (первые метры) сместителей. Таков, например, сброс на южном борту Туранской впадины (Тункинская система), секущий плейстоценовые песчано-галечные отложения. Другая система молодых разломов — это сбросы с падением к осевой части сводового изгиба. Они определяют обратную ступенчатость вершинной поверхности на его крыльях и распространены вплоть до границ со впадинами. В устье долины р. Ины, на северо-западном крыле Икатского свода, системы сближенных трещин с падением под свод и признаками растяжения (расщеления) в виде рвов и узких щелей в кристаллических породах наблюдаются непосредственно на границе этого поднятия. Распространением сбросов и трещин растяжения по всему крылу вплоть до подошвы сводовый изгиб в пределах рифта отличен от малых сводов зоны линейного коробления, в подошвах крыльев которых располагаются аркогенные взбросы и надвиги [26], свидетельствующие о преобладающем субгоризонтальном поперечном сжатии. В краевом сводовом изгибе рифтовой зоны, напротив, господствует горизонтальное поперечное растяжение. Большие величины наклонов крыльев свода и другие особенности его строения, видимо, можно объяснить разогревом земной коры этой части рифтовой зоны. Видимые его свидетельства — многочисленные выходы подземных термальных вод в области сводового изгиба.

### **ВНУТРЕННИЕ ГЛЫБОВЫЕ ПОДНЯТИЯ**

Во внутренних частях рифта распространены ступенчатые глыбовые поднятия (см. рис. 1), которые располагаются между системами впадин подобно Баргузинскому (см. рис. 2, IV, V) или Южно-Муйскому (см. рис. 2, III) либо между впадинами и краевым сводовым изгибом (см. рис. 2, VII, X). Они имеют однотипное строение — это комплексы блоков с последовательным увеличением высот к центральным частям этих неотектонических форм. В сторону впадин поднятия обрываются крутыми тектоническими уступами высотой до 2 км, а от краевого сводового изгиба отделяются узкими долинами-грабенами или относительными погружениями.

Внутренние глыбовые поднятия обладают значительной высотой, большей, чем у расположенных рядом краевых сводовых изгибов. Это скорее всего обусловлено интенсивными изостатическими воздыманиями в центральной части Байкальского рифта, над выступом аномальной мантии.

### **СИММЕТРИЯ В НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ**

Комплексы неотектонических форм в структуре рифтовой зоны образуют устойчивые сочетания и обнаруживают последовательную смену в поперечном сечении (с северо-запада на юго-восток): система наклонных горстов и асимметричных глыбовых поднятий плеча рифта, системы межгорных впадин и внутренних ступенчатых глыбовых поднятий, краевой сводовый изгиб. Такая направленная смена форм, единообразно проявленная на всей протяженности рифта, определенно закономерна и, возможно, относится к частному случаю динамической симметрии [30]. Сопряженные пары структурных элементов: 1) поднятия плеча

рифта и впадины; 2) краевой сводовый изгиб и впадины — располагаются антисимметрично друг другу. Эти структурные комбинации могут быть охарактеризованы двумя горизонтальными осями антисимметрии 2-го порядка.

Подзоны или простые формы в пределах рифтовой зоны часто обнаруживают симметричное строение, либо симметричное расположение в пространстве. Пример последнего — это размещение неотектонических форм в районе Среднего Байкала. Комплексы форм междувпадинной перемычки располагаются зеркально вдоль бортов Южно-Байкальской впадины. У границ последней располагаются активные наклонные Ольхонский и Ушканий горсты на западе и Святоносское глыбовое поднятие на востоке. За ними располагаются остаточные ступени Маломорская и Академического хребта на западе и Чивыркуйская на востоке.

Пример симметрично построенных форм — это своды юго-восточного крыла рифтовой зоны (см. рис. 2). Однако в них появляются элементы диссимметрии, обусловленные либо положением подошв крыльев на различной высоте, либо появлением высоких тектонических уступов в сторону впадин или перемычек между ними (см. рис. 2, II, X).

Симметрично расположены неотектонические формы по простиранию рифтовой зоны. В подзонах составляющие их подобные формы сменяют друг друга по простиранию. Такие продольные трансляции неотектонических форм обуславливают единообразие новейшей структуры рифта на всем его протяжении.

Байкальская рифтовая зона по простиранию делится на ряд секций, разделенных системами поперечных разломов. В каждой секции наблюдаются близкие наборы структурных элементов и подобные их пространственные сочетания, свои простирания неотектонических форм. Совокупность простираний форм в секциях представляет собой ломаную линию, и сопряженные секции зеркально подобны друг другу (см. рис. 1). Можно выделить ряд поперечных плоскостей симметрии, из которых наибольшее значение имеет плоскость симметрии в районе северного окончания Байкала. Это центральная (или главная) поперечная плоскость симметрии новейшей структуры Байкальского рифта. Если исключить из анализа Хубсугульское звено, занимающее в рифтовой зоне особое положение, то нетрудно увидеть зеркальное подобие новейшей структуры юго-западной и центральной частей рифта, с одной стороны, и северо-восточной части — с другой. Это зеркальное подобие выражается в схожести структурного рисунка, характере изменения простираний секций рифта. На его фланговых плечах единообразно располагаются двойные ряды асимметричных глыбовых поднятий и наклонных горстов. Симметрично размещаются Хамар-Дабанское и Удоканское поля кайнозойских базальтов, междувпадинные перемычки. На флангах рифтовой зоны, в Тункинском и Кодар-Удоканском районах днища впадин несколько приподняты, и процессы современной аккумуляции здесь несколько подавлены в отличие от впадин центральной части.

Зеркальные подобию звеньев рифтовой зоны (поперечные плоскости симметрии), ее флангов (главная поперечная плоскость симметрии) имеют одну особенность. Поскольку звенья рифта разделены системами поперечных разломов с существенным значением сдвигов, то соответствующие поперечные плоскости симметрии несут элементы скользящего отражения. Особенно это касается главной поперечной плоскости симметрии. Наряду с господствующим значением продольных трансляций форм в подзонах это указывает, что новейшей структуре Байкальского рифта свойственны прежде всего элементы симметрии бесконечных форм [30], а также закономерная (направленная) смена неотектонических форм в поперечном сечении. Таким образом, основным свойством симметрии новейшей структуры рифта является комбинация оси переноса (трансляции) с поперечными плоскостями симметрии. По А. В. Шубникову и В. А. Копцику, этот вид симметрии обозначается символом  $(a) : t$ . К этому добавляются две продольные оси антисимметрии 2-го порядка.

Главнейшие проявления диссимметрии (нарушения симметрии) в новейшей структуре рифтовой зоны заключаются в следующем. Особую позицию занимает Хубсугульское звено, которое располагается во внутренней части Монгольско-Сибирского пояса горообразования, между тем как большая часть рифтовой зоны протягивается вдоль края Сибирской платформы. Другие случаи диссимметрии выражаются в разрывах продольных трансляций неотектонических форм (район истока Ангары, см. рис. 1) либо их редуцированностью (уменьшение размеров краевого сводового изгиба в Каларском хребте и Баунтовском районе, см. рис. 2, II, III).

Новейшая структура Байкальского рифта с ее особенностями симметрии находится в тесном парагенезе с элементами глубинного строения, какими они представляются по результатам геофизических исследований [9, 10, 20, 22, 23]. Существенны следующие элементы глубинного строения: 1) обширное поднятие кровли астеносферы под областью Монгольско-Сибирского пояса новейшего горообразования [10, 23]; 2) вертикальный выступ аномальной мантии под Байкальским рифтом [9, 22]; 3) субгоризонтальная ветвь этого выступа, прослеживаемая на юго-восток до краевых разломов Монголо-Охотского пояса [20].

Северо-западное плечо рифта приурочено к участку над субвертикальной границей выступа аномальной мантии, над которым располагаются центральные подзоны рифта (системы впадин и внутренние глыбовые поднятия). Области перехода вертикального выступа аномальной мантии в пологозалегающий слой отвечает, видимо, краевой сводовый изгиб юго-восточного крыла рифта. И над горизонтальной ветвью выступа аномальной мантии располагается сопряженная с рифтом Селенга-Витимская зона линейного коробления. Направленная смена элементов новейшей структуры рифта аналогична таковой в глубинном строении юга Восточной Сибири и Монголии. Преобладание в новейшей структуре рифта элементов симметрии бесконечных форм может считаться следствием обширности «среды» его формирования, прежде всего глубинных процессов рифтогенеза. Ясно выраженный парагенез глубинного строения и новейшей структуры служит основанием для вывода, что универсальный принцип симметрии П. Кюри может быть использован в качестве методологической основы при построении объяснительной (историко-генетической) модели Байкальского рифта.

#### **РАЗВИТИЕ НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ**

Модели происхождения и развития Байкальской рифтовой зоны основываются на признании преобладающей роли поперечного субгоризонтального растяжения в литосфере [5, 8, 11, 13, 19, 28, 29] и согласуются с результатами неотектонических и геофизических исследований. Дополнения в геодинамическую модель рифта, вытекающие из анализа его новейшей структуры, сводятся к следующему.

Продольные трансляции неотектонических форм по всей длине рифта при несущественных явлениях диссимметрии (трансляции охватывают и «особняком» расположенную Хубсугульскую секцию) однозначно указывают на единообразное развитие всех его частей. Представления о делении рифта на центральную зону растяжения и фланговые трансформные зоны [3] не находят подтверждения в парагенетической ассоциации новейшей структуры и глубинного строения. Байкальский рифт един по всей своей протяженности.

Максимальное растяжение литосферы в области рифта располагается над вертикальным выступом астеносферы [9, 22], причем литосферные блоки смещаются преимущественно на юго-восток. Величины раскрытия рифтовых впадин различны для секций и максимальны в центральной части рифтовой зоны. Наиболее крупные сбросы, обусловленные растяжением в рифте, приурочены к участкам над вертикальной границей выступа аномальной мантии. В тыловой части этих разломов (Об-

ручевский сброс и др.) располагаются наклонные горсты — противоположения плеча рифта. Перекосы этих блоков и сопряженных частей края Сибирской платформы, видимо, имеют компенсационный характер. Концентрацией растягивающих напряжений вблизи северо-западных и северных бортов рифтовых впадин объясняется формирование здесь узких промежуточных ступеней, их распад и расширение за счет этого впадин байкальского типа.

Другие неотектонические процессы в центральной части рифтовой зоны — формирование внутренних глыбовых поднятий, воздымания наклонных горстов и инверсионные поднятия днищ малых впадин в междувпадинных перемычках, по-видимому, имеют изостатическую природу и определяются существованием выступа аномальной мантии.

Краевой изгиб юго-восточного крыла рифтовой зоны приурочен к области перехода выступа аномальной мантии в пологозалегающий слой. Юго-восточнее над последним в верхних частях земной коры преобладает субгоризонтальное поперечное сжатие, компенсирующее растяжение литосферы в рифтовой зоне [26]. Наибольшей степени раскрытия впадин байкальского типа отвечают максимальные воздымания и усложнения структуры сводов в сопряженных частях зоны линейного коробления, которое, видимо, осуществляется вследствие неравномерного смещения слоев литосферы над слоем аномальной мантии по субгоризонтальным тектоническим разделам, как это предполагается для других поясов горообразования [25].

Особенности новейшей структуры определенно влияют на ход геодинамических процессов в рифтовой зоне. Крупнейшее явление диссимметрии в новейшей структуре рифта — положение его Хубсугульского звена в пределах Высокой Азии — может обуславливать изменение характера напряжений в земной коре. Наличие здесь градиентной зоны общего склона пояса горообразования определяет появление в механизмах очагов землетрясений субгоризонтального сжатия [18].

#### Литература

1. Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М.: Наука, 1967. 328 с.
2. Галкин В. И., Флоренсов Н. А. Структурные и морфологические особенности впадины озера Ничатка. — В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М.: Наука, 1968, с. 143—149.
3. Геология и сейсмичность зоны БАМ (от Байкала до Тынды). Неотектоника/Шерман С. И., Леви К. Г., Ружич В. В., Саньков В. А. и др. Новосибирск: Наука, 1984. 207 с.
4. Голдырев Г. С. Осадкообразование и четвертичная история котловины Байкала. Новосибирск: Наука, 1982. 182 с.
5. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 247 с.
6. Замаев С. М. Гравитационный тектогенез в осадочной толще впадины озера Байкал. — В кн.: Круговорот вещества и энергии в озерных водоемах. Новосибирск: Наука, 1975, с. 418—423.
7. Замаев С. М., Мазукабзов А. М. Роль промежуточных тектонических ступеней в структуре Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Динамика земной коры Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 94—98.
8. Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.
9. Зорин Ю. А., Осокина С. В. Модель нестационарного температурного поля земной коры Байкальской рифтовой зоны. — Физика Земли, 1981, № 7, с. 3—14.
10. Зорин Ю. А., Новоселова М. Р., Рогожина В. А. Глубинная структура территории МНР. Новосибирск: Наука, 1982. 94 с.
11. Ламакин В. В. Неотектоника Байкальской впадины. М.: Наука, 1968. 247 с.
12. Логачев Н. А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Байкальский рифт. М.: Наука, 1968, с. 72—101.
13. Логачев Н. А., Флоренсов Н. А. Байкальская система рифтовых впадин. — В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 19—29.
14. Лут Б. Ф. Геоморфология дна Байкала. — В кн.: Геоморфология дна Байкала и его берегов. М.: Наука, 1964, с. 5—123.
15. Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков. — Вестн. МГУ. Геология, 1970, № 2, с. 13—35.
16. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
17. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.

18. Мишарина Л. А., Солоненко Н. В. Механизм очагов землетрясений юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Сейсмические исследования в Восточной Сибири. М.: Наука, 1981, с. 3—11.
19. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья/Логачев Н. А., Антощенко-Оленев И. В., Базаров Д. Б., Галкин В. И. и др. М.: Наука, 1974. 359 с.
20. Недра Байкала (по сейсмическим данным)/Отв. ред. Пузырев Н. Н. Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
21. Обручев В. А. Положение и происхождение впадины озера Байкал.— Тр. Иркут. ун-та. Сер. геол., 1953, т. IX, вып. 1—2, с. 8—29.
22. Очерки по глубинному строению Байкальского рифта/Отв. ред. Флоренсов Н. А. Новосибирск: Наука, 1977. 153 с.
23. Рогожина В. А., Кожевников В. М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1979. 104 с.
24. Солоненко В. П. Сейсмотектоника Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 77—85.
25. Трифонов В. Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
26. Уфимцев Г. Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 183 с.
27. Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.
28. Флоренсов Н. А. К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии.— Геотектоника, 1965, № 4, с. 3—14.
29. Флоренсов Н. А., Логачев Н. А. К проблеме Байкальского рифта.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 1, № 3, с. 70—80.
30. Шафрановский И. И. Симметрия в природе. Л.: Недра, 1968. 184 с.
31. Шубников А. В., Копцик В. А. Симметрия в науке и искусстве. М.: Наука, 1972. 399 с.

Институт земной коры СО АН СССР

Поступила в редакцию  
19.X.1984

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.24.01

ГАРБАР Д. И.

ДВЕ КОНЦЕПЦИИ РОТАЦИОННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ  
РЕГМАТИЧЕСКОЙ СЕТИ

В последние годы все больший интерес вызывают различные проблемы дизъюнктивной тектоники, и в частности вопросы, связанные с так называемой линейментной тектоникой.

Это направление зародившееся еще на заре XX в. [9] в разные годы развивали крупнейшие исследователи нашего времени — Р. Зондер [14], А. В. Пейве [4], Г. Клоос [8], Г. Штилле [15], Дж. Муди и М. Хилл [12] и мн. др. Различные аспекты этого направления рассматривали в своих работах Ф. Венинг-Мейнес, Э. Кренкель, Ли-Сыгуан, Г. Менард, Э. Хиллс, Н. С. Шатский, Р. Штауб и др.

В настоящее время проблемы линейментной тектоники вновь выходят на авансцену геологических исследований, одной из причин этого является установленная в ряде регионов приуроченность к линейментам значительных скоплений эндогенных рудных полезных ископаемых [10, 11, 13].

Как отмечает в своем обзоре И. А. Неженский, «геометрическая правильность в размещении месторождений полезных ископаемых, характерный „шаг“, интервал в локализации рудных скоплений, проявляющийся в различных масштабах, определяется именно системами сквозных долгоживущих разломов различного порядка» [3, с. 192].

Именно для этих и подобных им особенностей локализации рудных скоплений В. И. Смирнов [5] предложил термин «линейментная металлогения». И хотя вопрос о степени влияния глобальной системы размеров на характер размещения рудных полезных ископаемых остается дискуссионным [2], проблема происхождения самих разломов, условий их формирования и развития требует специального рассмотрения.

Соглашаясь с мнением В. Е. Хаина [7] о том, что глубинные разломы представляют собой первичные черты строения земной коры, по отношению к которым многие другие черты являются вторичными, производными, нельзя не отметить, что главным вопросом остается вопрос о механизме образования систем разломов.

К этой проблеме существует два неальтернативных подхода: можно рассматривать механизм формирования глобальных дизъюнктивных систем, исходя из закономерностей и особенностей внутреннего развития Земли; на этом пути мы неминуемо окажемся в гуще борьбы фиксистских и мобилистских концепций, каждая из которых предлагает свои пути решения проблемы. В то же время имеется и иной подход к рассмотрению закономерностей формирования глобальной сети разломов. Именно этот подход и имел в виду В. Е. Хаин в цитированной работе, подход, неальтернативный перечисленным выше и прекрасно с ними сосуществующий, основанный на изучении механизма вращения Земли.

В современной литературе освещаются две концепции разломообразования, позволяющие остаться над дискуссией о геотектонических моделях развития земной коры. Обе они рассматривают Землю как космическое тело, подверженное влиянию планетарных факторов разломообразования. В этом случае формирование и развитие систем трансрегиональных разломов связывается с явлениями ротогенеза, который в свою очередь обусловлен изменениями скорости вращения Земли и положения оси вращения относительно тела Земли.

Как известно, неравномерность вращения Земли в основном складывается из двух компонент: кратковременного, «скачкообразного» возвратно-поступательного (так называемого годичного), и длительного, «векового», поступательного, направленного изменения скорости вращения Земли.

Сторонники первой концепции ротогенеза [1], не отрицая влияния изменения скорости вращения Земли на особенности строения ее литосферы, главным образом в виде так называемых критических параллелей, в качестве основного рассматривают вероятное влияние на структуру литосферы указанных кратковременных колебаний скорости вращения нашей планеты, а также ее полюсобежных сил. При этом они считают Землю физическим телом, длительное время подвергающимся относительно слабым, но односторонним и пульсационно действующим силовым напряжениям, и, исходя из положений учения о сопротивлении материалов, приходят к выводу об одновременном образовании на поверхности Земли шести систем сдвиговых нарушений.

Сторонники второй концепции [6], в рамках так называемой новой ротационной гипотезы структурообразования в качестве наиболее важной для геологических целей, рассматривают вековые вариации, отмечая, что при поступательном перемещении оси вращения (полюсов) по поверхности Земли в земной коре возникают напряжения и что увеличение напряжений будет происходить до тех пор, пока они не достигнут пределов упругости в верхней оболочке. При последующем увеличении угла  $\alpha$  должна произойти разрядка напряжений, которая заключается в возникновении глубинного

разлома и таких перемещений по нему блоков земной коры, при которых вновь достигается изостатическое состояние Земли. Величина критического угла, установленная опытным путем, по данным этих исследований, варьирует в пределах 10—18°, составляя в среднем 15°, и достигается за время, равное одному галактическому году.

Оставляя в стороне другие следствия новой ротационной гипотезы, рассмотрим вопрос о количестве возможных изначальных зон разрядки напряжений, которые могли бы образоваться на поверхности Земли под воздействием ротогенических процессов, связанных с вековыми колебаниями.

Простой арифметический расчет показывает, что при среднем угле  $\alpha = 15^\circ$  их должно быть  $360^\circ/15 \times 4 = 6$ .

Представляется, что это не просто совпадение с цифрой, полученной П. С. Вороновым. Более того, эти концепции закономерно дополняют одна другую, являя пример диалектической связи природных процессов, в основе которой лежит природа и механизм ротационных явлений на земном шаре.

Насколько очевидным представляется, что вековые поступательные движения земной оси складываются из годичных возвратно-поступательных, настолько очевидно, что первоначально и, вероятно, одновременно сформировавшиеся шесть систем сколовых трансрегиональных нарушений подвергаются постоянной активизации с периодичностью, близкой одному галактическому году.

Последнее не только позволяет датировать время активизаций, но и дает возможность решать вопросы металлогенической специализации тех или иных систем разломов с учетом металлогенической специализации различных периодов развития Земли и процессов ротогенеза.

Что же касается так называемой размытости зон трансрегиональных разломов, то она объясняется не только своеобразием свойств отдельных частей земной коры и реакцией различных пород на разломо-сдвиговые напряжения, но и известными колебаниями критического угла  $\alpha$ , величина которого зависит как от прочностных свойств земной коры, так и от нерегулярных изменений скорости вращения Земли, остающихся вне поля зрения при учете годичных и вековых колебаний положения оси вращения.

Таким образом, очевидно, что не существует двух концепций ротогенеза, а имеются две стороны одного и того же процесса, взаимообусловленные и взаимосвязанные, приводящие к формированию шести ортогональных систем разломов.

Время формирования первоначальной сети разломов относится к моменту образования первичной твердой оболочки Земли, как это и предполагал В. Е. Хаин [7]. В дальнейшем же происходила постепенная активизация каждой из шести систем разломов с периодичностью, близкой одному галактическому году. Механизм формирования и развития указанных систем разломов, движущие силы и энергетический источник ротогенических явлений един, что вполне соответствует известному принципу Оккама и является хорошим примером энергетической экономичности природных процессов.

## Литература

1. Воронов П. С. Две проблемы планетарной геологии.— Зап. ЛГИ им. Г. В. Плеханова, 1979, т. XXXI, с. 61—67.
2. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 495 с.
3. Неженский И. А. Рудоносные системы разломов структурно-металлогенических зон.— В кн.: Рудоносность и геологические формации структур земной коры. Л.: Недра, 1981, с. 184—211.
4. Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5, с. 23—46.
5. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 687 с.
6. Тяпкин К. Ф., Кивелюк Т. Т. Изучение разломных структур геолого-геофизическими методами. М.: Недра, 1982. 238 с.
7. Хаин В. Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры (исторический обзор).— Изв. вузов. Геология и разведка, 1963, № 3, с. 13—29.
8. Cloos H. The ancient European basement blocs.— Amer. Geophys. Union. Trans., 1949, v. 29, № 1.
9. Hobbs W. Repeating patterns in the relief and the structure of the land.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1911, v. 22, p. 123—176.
10. Kutina I. Hydrothermal ore deposits in the Western United States: a new concept of structural control of distribution.— Science, 1969, v. 165, p. 1113—1119.
11. Kutina I. Structural control of volcanic ore deposits in the context of global tectonics.— Bull. Volcanologique, 1974, v. 38, p. 1039—1069.
12. Moody I., Hill M. Wrench fault tectonics.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, v. 67, № 9, p. 1207—1246.
13. Noble J. A. Two metallogenic maps for North America.— Geol. Rdsch, 1980, B. 69, H. 2, p. 594—608.
14. Sonder R. A. Die Lineamenttektonik und ihre Probleme.— Eclog. Geol. Helvetiae, 1938, v. 31, № 1, S. 218—219.
15. Stille H. Uralte Anlagen in der tektonik Europas.— Berlin, Z. d. Deutsch. Geol. Ges., 1947(1949), B. 99.

Производственное геологическое объединение  
«Севзапгеология»

Поступила в редакцию  
6.V.1985



**АКАДЕМИК ЮРИЙ МИХАЙЛОВИЧ ПУЩАРОВСКИЙ  
(К СЕМИДЕСЯТИЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)**

31 декабря 1986 г. исполняется 70 лет выдающемуся ученому геологу, академику Юрию Михайловичу Пущаровскому. Творческий диапазон его исследований охватывает огромный круг вопросов — от стратиграфии, региональной геологии и полезных ископаемых до крупных теоретических обобщений в области геотектоники. Именно в работах по геотектонике его дарование развернулось с особенной полнотой и блеском. Труды Юрия Михайловича широко известны не только в нашей стране, но и далеко за ее пределами. Все его исследования основаны на тщательном анализе фактических данных, который всегда направлен на выяснение различных геологических закономерностей. В них нет ничего случайного, все подчинено определенной строгой научной мысли, красной нитью проходящей через любую его работу. Талантливого ученого никогда не покидает чувство нового, стремление понять и осветить еще неизведанные вопросы науки. Поэтому его очередные научные публикации геологическая общественность встречает с неизменным интересом. Ю. М. Пущаровскому органически свойственна принципиальность в разработке и защите сложившихся у него взглядов по многим коренным положениям в науках о Земле. Развивая свои идеи, он критически осмысливает все, что было сделано по данному вопросу до него, сохраняя преемственность, но решительно отбрасывая в сторону то, что уже устарело и не соответствует уровню современных знаний в геологии. Юрий Михайлович неизменно сочетает теоретические исследования с практическими задачами, стремясь в ряде своих трудов раскрыть значение этих исследований для направления поисковых и разведочных работ на определенные виды минерального сырья.

Ю. М. Пущаровского хорошо знают не только как выдающегося ученого, но и как превосходного организатора многих научных мероприятий. Его поразительная неиссякаемая энергия позволяет умело сплотить творческие коллективы и нацелить их на решение определенных задач. Все мероприятия, которыми руководит Юрий Михайлович, неизменно выполняются на высоком научно-идейном уровне. Он настоящий борец в науке — борец за прогрессивные направления и приоритет советской геологии по многим вопросам на международной арене.

Ю. М. Пущаровский родился в 1916 г. в Ленинграде, откуда его семья вскоре переехала в Москву. В 1937 г., сдав экстерном экзамены за десятилетку, он поступил на почвенно-географический, позднее геолого-почвенный факультет Московского государственного университета, который окончил досрочно в связи с началом Великой Отечественной войны. В 1941—1945 гг. Юрий Михайлович находился в рядах действующей армии. После демобилизации он начинает работать научным сотрудником в Институте геологических наук АН СССР, из которого в 1956 г. выделился Геологический институт АН СССР. В настоящее время он заведует лабораторией тектоники приокеанических зон.

Уже первые самостоятельные исследования Ю. М. Пущаровского определили широту его творческих интересов и в особенности их направленность на решение текто-

нических проблем. Эти решения очень часто основаны на новых лично установленных фактах в области стратиграфии и литологии. Благодаря находкам фауны он убедительно показал, что столь важная в промышленном отношении структура, как Дон-басс, заложилась не позднее среднего девона. Изучение в Восточных Карпатах стратиграфии и тектоники Внешней (Скибовой) зоны позволило по-новому осветить внутреннее строение данной зоны и ее положение в общей структуре этого складчатого сооружения. Собранные на Карпатах геологические материалы легли в основу кандидатской диссертации, которую он успешно защитил в 1950 г.

В дальнейшем геологическая судьба на долгие годы связала Юрия Михайловича с восточными районами нашей Родины. В 1950 г. в связи с организацией в Геологическом институте Восточно-Сибирской нефтяной экспедиции он совместно с В. А. Вахрамеевым начинает изучать стратиграфию и тектонику Предверхоанского краевого прогиба и Вилюйской впадины. Выяснилось, что в этих огромных структурах широко распространены меловые отложения, которые ранее считались юрскими. Благодаря тщательно выполненному тектоническому анализу удалось выявить перспективную на поиски нефти и газа структуру — Вилюйское поднятие. Практические рекомендации Ю. М. Пушаровского в дальнейшем блестяще подтвердились открытием здесь крупного газового месторождения. Исследования в Приверхоанье и на Карпатах послужили основой для составления монографии «Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие» (1959). В ней Юрий Михайлович детально охарактеризовал эту промышленно важную категорию структур континентов, внес большой вклад в разработку их классификации и рассмотрел условия их возникновения и тектонического развития. Монография о краевых прогибах и в наши дни сохраняет высокое научное значение. На нее постоянно ссылаются, ее цитируют.

В 1951 г. Ю. М. Пушаровский вступил в ряды КПСС.

Последующие исследования были посвящены изучению более восточных районов СССР. Он по-новому превосходно описал геологическое строение хр. Сетте-Дабан и структуру Приколымского поднятия. Лично собранные материалы по тектонике Северо-Востока СССР и многочисленные литературные данные Юрий Михайлович обобщил в широко известной монографии «Приверхоанский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии», которую в качестве докторской диссертации блестяще защитил в 1960 г. В этой работе показана правомерность выделения зон мезозойской складчатости, вдоль границ которой с Сибирской платформой протягивается Приверхоанский краевой прогиб. Особенно большое значение имеет сформулированный в монографии вывод о том, что на месте мезозонд в палеозое располагалась область, сложенная геологическими формациями платформенного типа, позднее охваченными складчатыми деформациями. Впервые выделив такого рода структуру, Ю. М. Пушаровский назвал ее подвижной платформой.

Позднее свои исследования он распространил на районы Арктики и Тихоокеанского тектонического пояса, раскрыв ряд закономерностей геологического строения этих в то время еще очень неполно изученных обширных территорий Земли. Было произведено тектоническое районирование Арктики и составлена ее первая тектоническая карта в циркулярной проекции. Выделенные на карте складчатые сооружения различного возраста, древние платформы и океанские бассейны отразили чрезвычайно сложную структуру Арктики. Анализ этой структуры позволил сделать вывод о молодости глубоководных котловин Северного Ледовитого океана и его акватории в целом.

На многие годы объектами геологических исследований Юрия Михайловича становятся Сахалин, Камчатка, Сихотэ-Алинь, Куба, Вьетнам, Корейская Народно-Демократическая Республика, Япония и Чили. Каждая научная экспедиция или экскурсия в эти регионы и страны неизменно сопровождалась публикациями новых данных, нередко коренным образом изменявших наши представления о геологии и прежде всего тектонике тех или других регионов и стран. Из этой серии публикаций особо следует отметить работу по тектонике Сахалина, содержащую не только совершенно новое понимание структуры данного региона, но и иной подход к поискам здесь нефтяных и газовых месторождений. Накопленные в результате таких исследований фактические материалы позволили Ю. М. Пушаровскому подойти к решению очень важного теоретического вопроса о геологическом строении Тихоокеанского подвижного пояса в целом и его тектоническом положении в общей структуре Земли. Под его редакцией и при большом личном участии была составлена Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли, на которой были показаны не только структуры обрамления Тихого океана, но и его дна, в том числе новые типы тектонических форм океанского ложа. Вскоре вышла в свет монография «Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли», представляющая собой крупные обобщения по многим аспектам тектоники этого грандиозного региона нашей планеты. В этой монографии Юрий Михайлович обосновывает понятие Тихоокеанского тектонического пояса, впервые подробно описывает его границы, производит его районирование и делает вывод о древности существования впадины Тихого океана и о диссимметрии Земли.

Нельзя не сказать, что тектоническая картография является одной из характерных сторон научной деятельности Ю. М. Пушаровского. Помимо упомянутых выше тектонических карт Арктики и Тихоокеанской области он активно участвовал в составлении тектонических карт СССР (1953 и 1956 годов издания), Тектонической карты Евразии и Вьетнама. Он организовал коллектив геологов и руководил им при составлении первой тектонической карты Кубы, на которой показано покровное строение складчатых сооружений этого острова. В последние годы в Геологическом институте АН СССР при активном участии Юрия Михайловича составлена Тектоническая карта Северной Евразии. В ее основе лежит принципиально новая легенда, отражающая определенные

геохронологические рубежи формирования континентальной коры в пределах этого суперконтинента. Каждая карта была большим теоретическим и практическим вкладом в геологию, так как хорошо известно, что такие карты — основа для многих металлогенических построений. Эти тектонические карты получили большое международное признание. Они разошлись по всему миру, и их можно видеть в учебных заведениях геологического профиля и геологических учреждениях многих стран.

В течение ряда лет научная деятельность Ю. М. Пушаровского была направлена на изучение наиболее общих закономерностей строения земной коры океанов, приокеанических зон и Земли в целом. Особенно пристальное его внимание привлекли океаны. Тектонике Тихого и Индийского океанов он посвятил серию работ, в которых обособывает сложность строения этих крупнейших структур лика Земли и существование в них латеральных неоднородностей. В связи с этими исследованиями Юрий Михайлович развивает самостоятельное направление в науках о Земле, подчеркивая необходимость и большое значение изучения в литосфере латеральных неоднородностей самого различного состава и происхождения. К таким неоднородностям принадлежат литологические, петрографические, геохимические, разнообразные геофизические и другие показатели, свидетельствующие об изменчивости состава и строения вещества оболочек литосферы как в пределах очень крупных, так и сравнительно малых тектонических форм. Ю. М. Пушаровский стремится выяснить закономерности распределения этих неоднородностей и их происхождение в процессе эволюции Земли, что позволит подойти к созданию новой, оригинальной тектонической концепции. Он обратил внимание на то, что подобная изменчивость вообще характерна для планет земной группы и Луны. Его научная мысль сосредоточена на изучении вопросов тектонической расслоенности литосферы, ранних стадий развития подвижных поясов и выделенных им резонансно-тектонических структур. Такие структуры возникают на континентах в результате отклика на процессы, происходящие в сопряженных подвижных зонах.

Продолжая свои исследования, как всегда тесно связанные с запросами народного хозяйства, Юрий Михайлович в недавнее время весьма обстоятельно рассмотрел проблемы нефтегазосности различных районов северо-западной части тихоокеанского обрамления и Тихоокеанского тектонического пояса в целом, выделив перспективные регионы для поисковых и разведочных работ.

Ю. М. Пушаровский опубликовал более 200 научных трудов. Разрабатываемые им идеи и направления достойно и успешно продолжают развитие исследований отечественной тектонической школы, созданной Н. С. Шатским.

Свою напряженную научную работу Юрий Михайлович умело сочетает с активной научно-организационной деятельностью. Он начал ее в 50-е годы, работая ученым секретарем Института геологических наук АН СССР, затем ученым секретарем созданной Н. С. Шатским комиссии «Закономерности размещения полезных ископаемых в земной коре как основа для их прогноза на территории СССР». Ю. М. Пушаровского хорошо знают как превосходного организатора крупных комплексных исследований. Под его научным руководством проводились исследования Корякского нагорья, а в настоящее время проводятся на Камчатке, на Кубе и островах Зеленого мыса. Он возглавляет исследования по изучению твердой коры океанов, ее вещественного состава и деформаций (проект «Литос»).

Юрий Михайлович является председателем Межведомственного тектонического комитета, председателем секции геологии, геофизики и геохимии комиссии АН СССР по проблемам Мирового океана, главным редактором журнала «Геотектоника», заместителем главного редактора журнала «Природа», научным руководителем исследований по ряду важнейших геологических проблем. Им создана большая научная школа по изучению структур земной коры области континентальных окраин, зоны перехода от континента к океану и океанского ложа. Многие его ученики и последователи разрабатывают его идеи, охватывая своими исследованиями огромные океанские пространства и территории континентов.

В 1976 г. Ю. М. Пушаровский был избран членом-корреспондентом, а в 1984 г. — действительным членом Академии наук СССР.

К Юрию Михайловичу никогда не прекращается поток посетителей, которые идут к нему за консультациями по самым разнообразным вопросам геологических знаний. Он внимательно всех выслушивает и с неизменной доброжелательностью всегда готов дать совет, как направить то или другое исследование, чтобы оно было наиболее эффективно. Он охотно делится своими идеями и с увлечением рассказывает о своих планах в научной работе. Обладая превосходной эрудицией в естественных науках, он также владеет большими знаниями в области гуманитарных наук. Его особенно интересуют история, художественная литература и искусство. Беседы с Юрием Михайловичем на эти темы всегда приносят большое удовольствие.

Заслуги Ю. М. Пушаровского высоко оценены нашей страной. В 1966 г. за работы по созданию Тектонической карты Евразии он был удостоен Государственной премии СССР. В 1979 г. за исследования по тектонике океанов и приокеанических зон ему присуждена премия им. А. П. Карпинского. За боевые заслуги в Великой Отечественной войне и за самоотверженный труд после ее окончания он награжден орденами Трудового Красного Знамени, Отечественной войны I степени, Красной Звезды, «Знак Почета» и многими медалями. Свое семидесятилетие Юрий Михайлович встречает в расцвете творческих сил. Пожелаем ему доброго здоровья, неиссякаемой энергии и новых больших успехов на благо нашей Родины и науки.

Межведомственный тектонический комитет  
Редколлегия журнала «Геотектоника»

**Редакционная коллегия**

**Зам. главного редактора М. С. МАРКОВ**

**Ответственный секретарь А. А. МОССАКОВСКИЙ**

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

***Адрес редакции***

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

**Телефон 230-81-77**

**Зав. редакцией М. Н. Шуплецова**

**Технический редактор Л. В. Кожина**

---

Сдано в набор 06.11.86	Подписано к печати 15.12.86	Т-15693	Формат бумаги 70×108 <sup>1/16</sup>	
Высокая печать	Усл. печ. л. 9,8	Усл. кр.-отт. 16,8 тыс.	Уч.-изд. л. 10,9	Бум. л. 3,5
		Тираж 1683 экз.	Зак. 5062	

---

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

В-485

ВОЛГИНА 13-72

КУРЧАВОВУ

70228

Цена 1 р. 40 к.

Индекс 70228

## В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати:

**Антипов М. П. ТЕКТНИКА НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ДНА ЯПОНСКОГО МОРЯ.** (Труды Геологического института. Вып. 412). 10 л. 1 р. 50 к.

В книге на основе изучения временных сейсмических разрезов, использования материалов геологических исследований, данных геофизических полей раскрывается характер залегания поверхности акустического фундамента и слоев осадочного чехла дна Японского моря, выясняются тектоническая природа структур и условия образования слоев осадочного чехла. Дана возможная картина истории развития и направленности тектонических движений на неотектоническом этапе развития Япономорского региона.

Издание предназначено для геологов, тектонистов и специалистов по четвертичным отложениям.

**Киркинский В. А. МЕХАНИЗМ И ЦИКЛИЧНОСТЬ ГЛОБАЛЬНОГО ТЕКТОГЕНЕЗА.** (Труды Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР. Вып. 682). 6 л. 90 к.

В монографии проанализированы физико-химические процессы, играющие ключевую роль в тектогенезе литосферы. Описан ранее предложенный автором глубинный механизм тектоники плит. Дана оригинальная трактовка происхождения рифтовых зон, зарождения и углубления океанических впадин, субдукции литосферных плит и формирования окраинных бассейнов. На новой основе объясняются асимметрия распределения континентов и океанов на поверхности Земли, крупномасштабная цикличность тектономагматической активности, уровня мирового океана и климата.

Книга рассчитана на тектонистов, геофизиков и петрологов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга—почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370001 Баку, Коммунистическая ул., 51; 690088 Владивосток, Океанский проспект, 140; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10; 720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»