

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ГЕОТЕКТОНИКА

5

НАУКА · 1990

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В ЯНВАРЕ 1965 ГОДА

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

МОСКВА · «НАУКА»

№ 5, 1990

**Редакционная коллегия**

Главный редактор **Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ**

Зам. главного редактора **А. А. МОССАКОВСКИЙ**

Ответственный секретарь **В. С. БУРТМАН**

**М. Е. АРТЕМЬЕВ, Ч. Б. БОРУКАЕВ, А. Л. КНИППЕР, В. И. КОВАЛЕНКО,  
Н. В. КОРОНОВСКИЙ, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, В. Д. НАЛИВКИН,  
А. С. ПЕРФИЛЬЕВ, А. В. ЧЕКУНОВ, В. Н. ШОЛПО, А. Л. ЯНШИН**

Журнал «Геотектоника» публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магнетизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информации о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов.

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями «Союзпечати» (№ 70228 в каталоге «Союзпечати»).

Зав. редакцией *М. Н. Шуплецова*

Научные редакторы *Н. Б. Заборовская, С. Г. Самыгин*

Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7 Геологический институт АН СССР

телефон 230-81-77

telex: 411848 GIN SU

телетайп: 114092 ТЕТИС

## СОДЕРЖАНИЕ

Пушаровский Ю. М., Новиков В. Л., Савельев А. А., Фадеев В. Е. Неоднородности и конвекция в тектоносфере . . . . .	3
Шеглов А. Д. Эндогенная металлогения и тектоносфера . . . . .	9
Косыгин Ю. А., Маслов Л. А. О космической природе тектонических процессов	17
Алексеев В. Б. Структурный парагенезис зон стресс-метаморфизма . . . . .	21
Керимов В. Ю., Мамедов Т. А., Авербух Б. М., Нифтиев Ш. Й. Глубинное строение зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Северо-Туранской плиты . . . . .	33
Ефимов А. А., Потанова Т. А. Тектоника нижней (метабазитовой) структурной единицы Войкарского офиолитового аллохтона на Полярном Урале . . . . .	45
Якубчук А. С. Тектоническая позиция офиолитовых зон в структуре палеозонд Центрального Казахстана . . . . .	55
Кузнецов Л. В., Лыточкин В. Н., Ненахов В. М., Перфильев А. С. Полимиктовый терригенный меланж Алайского хребта . . . . .	69
Трифонов В. Г., Макаров В. И., Скобелев С. Ф. Таласо-Ферганский активный правый сдвиг . . . . .	1
Киселев А. И., Попов А. М. Астеносферный диапир под Байкальским рифтом: петрологическая интерпретация . . . . .	93
Москаленко В. Н. Миграция зоны субдукции в Восточном Средиземноморье	100
Филатова Н. И. Мезозойская история развития Корейско-Японского региона	112

## Хроника

Казьмин В. Г., Приставакина Е. И. Второе Всесоюзное совещание «Тектоника литосферных плит» . . . . .	125
Летников Ф. А. Эндогенные процессы в зонах глубинных разломов . . . . .	126
Петр Николаевич Кропоткин (80 лет со дня рождения) . . . . .	128

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

SEPTEMBER—OCTOBER

MOSCOW

№ 5, 1990

CONTENTS

<b>Pushcharovsky Yu. M., Novikov V. L., Saveliev A. A., Fadeev V. E.</b> Heterogeneities and convection in the tectonosphere . . . . .	3
<b>Shcheglov A. D.</b> Endogenous metallogeny and the tectonosphere . . . . .	9
<b>Kosygin Yu. A., Maslov L. A.</b> On cosmic nature of tectonic processes . . . . .	17
<b>Alekseev V. B.</b> Structural paragenesis in zones of stress metamorphism . . . . .	21
<b>Kerimov V. Yu., Mamedov T. A., Averbukh B. M., Niftiev Sh. I.</b> Deep structure of the East-European platform North Turanian plate joint zone . . . . .	33
<b>Efimov A. A., Potapova T. A.</b> Tectonics of the lower (metabasite) structural unit of the Voykar ophiolite allochthon, the Polar Urals . . . . .	45
<b>Yakubchuk A. S.</b> Tectonic setting of the ophiolite zones in the structure of Central Kazakhstan Paleozoids . . . . .	55
<b>Kuznetsov L. V., Lytochkin V. N., Nenakhov V. M., Perfiliev A. S.</b> Polymictic terrigenous melange in the Alai Range . . . . .	69
<b>Trifonov V. G., Makarov V. I., Skobelev S. F.</b> The Talaso-Fergana active right-side shift . . . . .	81
<b>Kiselev A. I., Popov A. M.</b> The asthenosphere diapir beneath the Baikal rift: a petrological interpretation . . . . .	93
<b>Moskalenko V. N.</b> Migration of the East Mediterranean subduction zone . . . . .	100
<b>Filatova N. I.</b> Mesozoic evolutionary of the Korea-Japan region . . . . .	112

In brief

<b>Kaz'min V. G., Pristavakina E. I.</b> The Second All-Union conference on «Tectonics of lithospheric plates» . . . . .	125
<b>Letnikov F. A.</b> Endogenous processes in the deep fault zones . . . . .	126
<b>Petr Nikolaevich Kropotkin</b> (on his 80th birthday) . . . . .	128

УДК 551.2.01

© 1990 г.

ПУЩАРОВСКИЙ Ю. М., НОВИКОВ В. Л., САВЕЛЬЕВА А. А.,  
ФАДЕЕВ В. Е.**НЕОДНОРОДНОСТИ И КОНВЕКЦИЯ В ТЕКТОНОСФЕРЕ**

Изучение вещественных, структурных и геофизических неоднородностей, а также математическое моделирование приводят к заключению о разномасштабности, нерегулярности, разноуровненности и одновременности проявления внутриземных конвективных явлений. Отсюда авторы делают вывод о нелинейности процессов как геодинамической, так и тектономагнитической активности тектоносферы и полагают, что вполне корректно выдвинуть новое направление в тектонических исследованиях — нелинейную геодинамику.

Структурообразующие процессы, происходящие в тектоносфере, и их механизм вызывают устойчивый интерес у геологов. К пониманию их можно подойти на основе комплексного анализа обнаруженных в строении геосфер вещественных, структурных и геофизических неоднородностей, а также математического моделирования. Именно это и составляет содержание данной статьи. Ниже будет подчеркнута связь неоднородностей тектоносферы с конвективными процессами, а также обращено внимание на существенную роль нерегулярности и, более того, хаотичности проявления этих процессов, что имеет самое непосредственное отношение к развитию геотектонической теории.

Тектоносферу авторы понимают как область земного шара, в которой происходят структурообразующие движения. Она включает как земную кору, так и некоторые глубинные геосферы. Формирование тектонических структур, по сейсмическим данным, распространяется до глубин 600—700 км. Но оно тем или иным образом должно проявляться и в более глубоких частях мантии, в основном в форме вязкого течения материала; конечная глубина этого процесса неизвестна. Основываясь на данных сейсмической томографии и особенностях проявления конвективных движений, можно думать, что она может охватывать большую часть мантии или даже ее целиком.

Имеются и другие понимания термина «тектоносфера». Например, В. Е. Хаин и В. В. Белоусов объединяют в тектоносферу земную кору и верхнюю мантию [1, 14], а Ю. А. Косыгин включает в нее всю Землю, в том числе и ее ядро [5]. В «Толковом словаре английских геологических терминов» тектоносфера понимается лишь как эквивалент земной коры [13]. Такое разнообразие определений свидетельствует о недостаточности знаний глубинной тектоники, не позволяющей однозначно указать границу тектоносферы.

В познание вещественных и структурных неоднородностей тектоносферы, на чем ниже мы сосредоточим внимание в первую очередь, существенный вклад внесли исследования по проекту «Литос» программы «Мировой океан». Важное значение для данной работы имеют также результаты изучения гипербазитовой части разрезов офиолитов и корневых зон габбро-гипербазитовых серий. В наш анализ мы стремились вовлечь и основные геофизические данные, накопленные применительно к проблеме геофизических неоднородностей в тектоносфере. Проведенное математическое моделирование конкретизировало условия глубинных конвективных процессов. Данная статья развивает представления, изложенные авторами в предыдущей публикации [9].

В связи с затрагиваемой темой прежде всего остановимся на вещественных неоднородностях, имеющихся в верхней мантии, хотя после бурения Кольской скважины стало очевидным, что и

земная кора таит в себе еще много непознанного. Что касается верхней мантии, то можно констатировать появление в последние годы значительного количества публикаций как о ее радиальной, так и латеральной вещественной неоднородности. Главная их часть касается океанских пространств и основана на петрохимическом и геохимическом изучении кристаллических пород океанской коры, а также изотопном анализе ряда элементов (Sr, Pb, Nd и др.).

Наибольшее количество данных имеется по базальтоидам, опробованным в срединных хребтах, трансокеанских разломных зонах, в пределах абиссальных равнин и наложенных подводных горных хребтов, на отдельных горах и океанских островах. Различия оказались столь существенными, что появилась возможность по вещественному составу океанских базальтов выделять индивидуализированные провинции, что и составляет один из основных результатов исследований по проекту «Литос». Этот новый эмпирический вывод, естественно, отрицает представление об абсолютной неоднородности океанских толеитов, до сих пор поддерживаемое некоторыми исследователями. Особенности провинций, их размеры, форма, характер связей одной с другой, соотношение с тектоническими структурами и геофизическими полями проливают свет на внутримантийные процессы.

Коснемся некоторых примеров провинциальной изменчивости базальтоидов в океанах.

В Атлантическом океане во многих случаях разновеликие магматические провинции контролируются трансокеанскими разломами. Среди последних можно назвать разломы Кейн, Океанографов, Романш. Тому же типу принадлежит один из крупнейших в Атлантике Зеленомысский разлом, изученный недавно экспедицией на НИС «Академик Николай Страхов» [12]. Толеиты северного и южного борта центральной долины этого разлома геохимически различны: на северном они обеднены литофильными элементами, а на южном — обогащены. Но в то же время и те, и другие специфичны по сравнению с толеитами осевого рифта Срединно-Атлантического хребта. Широкое распространение явления контроля трансокеанскими разломами провинций наиболее естественно объяснить латеральной неоднородностью мантии.

В Индийском океане на островах Кергелан и Херд выделены три группы толеитовых и щелочных базальтов, отличающихся изотопными отношениями Sr, Nd и Na/K [24]. Эти базальты связываются с длительным существованием (~40 млн. лет) обширного и обособленного мантийного плюма, т. е. особой магматической провинции. И действительно, все они имеют более радиогенный состав Sr и Pb, чем базальты MORB.

Особый мантийный источник базальтов в Индийском океане установлен также в районе хребта 90°. По данным экспедиции на НИС «Антарес», проведенной в 1987 г.,<sup>1</sup> толеиты хребта 90° в районе 10° ю. ш. геохимически существенно отличаются от примитивных толеитов N-типа MORB. Поднятые породы расслоенного комплекса также связываются с особым магматическим источником.

Вещественная неоднородность мантии демонстрируется также многими примерами базальтовых провинций в Тихом океане. Если говорить об очень мелких провинциях, то они установлены, например, в архипелаге Маркизских островов на подводном хребте Ламонт. В первом случае изотопные характеристики базальтов, отражающие гетерогенность источников, меняются от одного острова к другому на расстоянии десятков километров [26]. На хребте Ламонт, простирающемся поперек Восточно-Тихоокеанского поднятия непосредственно западнее рифтовой зоны в районе 10° с. ш., расстояния между вулканическими горами, отличающимися по химизму лав, измеряются лишь километрами [20]. К тому же типы этих лав отличны от лав соседней рифтовой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Крупные, вплоть до огромных размеров, базальтовые провинции в

<sup>1</sup> Устное сообщение Н. М. Суцевской.

Тихом океане выделены по петрохимическим и геохимическим признакам в ряде работ [см. 12].

Расчеты состава верхней мантии по геохимическим данным в зонах щелочного магмообразования островов Южной Атлантики показали ее специфический геохимический характер: обогащение редкими литофильными некогерентными элементами [4].

Существование вещественных неоднородностей в верхней мантии усугубляется и для геологического прошлого. Так, значительные провинциальные геохимические и петрохимические вариации составов базальтов и андезитов отмечаются в архейских и протерозойских структурах северного и южного рядов древних платформ [18]. Существование региональных вариаций изотопов Sr и Nd в магматитах каледонид Шотландского нагорья также интерпретируется как результат эволюции разных мантийных источников [23].

Вариации состава пород офиолитов в поясе Тетис отражают в целом крупную латеральную неоднородность верхней мантии палеозойского и мезозойско-кайнозойского времени [3].

Мы привели лишь некоторые примеры мантийных неоднородностей. Число их можно было бы значительно увеличить. Однако и из того, что упомянуто, видно разномасштабное, разноуровневое и нерегулярное проявление вещественных неоднородностей в мантии, свидетельствующее о ее весьма сложном строении.

Далее коснемся структурных неоднородностей. Очевидная структурная неоднородность тектоносферы отражена в неправильном чередовании в ней континентальных и океанических областей. Палеотектонические построения показывают, что указанная особенность характерна и для геологического прошлого. Не требует пояснений также то, что континенты и океаны в свою очередь обладают структурной неоднородностью, что и позволяет проводить их тектоническое районирование. Особые категории структурных образований представляют разнотипные зоны раздела континентов и океанов.

Но крупнейшая структурная неоднородность планеты отражена в делении ее на два геологически глубоко отличных сегмента: Тихоокеанский и Индо-Атлантический. В первом из них в течение очень длительного времени (по меньшей мере 1 млрд. лет) происходило саморазвитие меланократовых оболочек, в то время как в Индо-Атлантическом сегменте протекали сложные процессы созидания и распада сиалических блоков, возникновения и исчезновения океанических бассейнов. Уже было отмечено прежде [7], что глобальная структурная неоднородность (асимметрия) свойственна не только Земле, но и Луне, Марсу и Меркурию. По поводу Венеры на этот счет делалось предположение, которое и подтверждается в последних работах [6]. Поскольку все упомянутые небесные тела близки по времени образования, но в то же время находятся на разных стадиях эволюции, следует считать, что глобальная неоднородность — общее свойство развития планет земной группы и Луны, проявляющееся с ранних этапов их существования. Это означает, что Тихий океан может отражать даже первичную неоднородность планеты.

Существенные структурные неоднородности в верхних геосферах связаны со скупиванием внутрилитосферных тектонических пластин в одних местах и образованием структур растяжения в других. Горизонтальные или субгоризонтальные перемещения литопластин в пределах континентов с образованием покровно-складчатых ансамблей к настоящему времени стали столь очевидными, что не имеет смысла на этом сейчас останавливаться. Главнейший новый факт в этой области — обнаружение зон пологих надвигов в океанской коре и ее субстрате. Этот феномен доказывается результатами непосредственного изучения геологических разрезов морскими экспедициями, данными глубоководного бурения, сейсмопрофилированием и гравиметрическими данными. Тектоническое расслоение касается не только 3-го, но и 2-го слоя океанской коры [8, 10]. В настоящее время вполне ясно, что дифференцированное тектоническое движение литопластин — глобальная закономерность. Такое расслоение проис-

ходит на многих уровнях и проявляется в разных масштабах, вызывая перераспределение масс и формирование наложенных один на другой и не согласующихся между собой структурных планов.

Важно отметить, что существенные структурные неоднородности выражены в крупных офиолитовых аллохтонах (Оман, Урал, Новая Гвинея, Аппалачи и другие районы). Они очерчиваются полосчатостью пород, уплотенностью и линейностью минералов или их агрегатов и представляют собой результат высокотемпературного вязкопластичного течения ультрабазитов. Существующие структуры имеют вид субизометричных или удлинённых капель, струй, флексур или вихревых образований.

Теперь можно сказать, что и структурные неоднородности в тектоносфере разномасштабны, проявлены в пространстве нерегулярно, находятся на разных глубинных уровнях и различны по времени образования. Очевидно, что и характер порождающих их тектонических движений должен быть адекватным. Можно обсуждать три главных фактора, обуславливающих возникновение тектонических движений: космический, общая пульсация земного ядра и его частная пульсация, вызывающая обособленные, исходящие из ядра тепломассопотоки, с которыми связаны различные дискретные конвективные структуры. В пользу существования этих последних убедительно свидетельствует, например, феномен океанского спрединга.

Далее приведем некоторые данные о геофизических неоднородностях в тектоносфере. К настоящему времени установлено большое их число как в земной коре, так и в глубинных геосферах. Наиболее важные в нашем случае публикации касаются больших глубин Земли. Аномалии скоростей упругих волн, полученные из наблюдений различных поверхностных волн, выявили [25] устойчивое по глубине (до 900 км) поле положительных отклонений (до 3%) в западной части Тихого океана, в Южной Америке, в Атлантическом океане и в северо-западной части Австралии. Положительная аномалия прослеживается в верхней мантии под Европой до глубины 540 км, но ниже локализуется только в пределах Альпийского орогена. В «Тезисах» 28-й сессии Международного геологического конгресса [19] даны карты аномалий сейсмических скоростей, полученные методами сейсмической томографии для глубин 1300, 2300 и 2750 км. Они очень красноречивы. Из них очевидны два факта: отсутствие регулярности в структуре мантии как по глубине, так и по латерали и изолированность аномальных областей в пространстве. В работах, касающихся Европейского региона [16, 21], отмечаются пониженные скорости в интервале глубин до 100 км под Паннонским бассейном и в западной части Турции, а повышенные скорости — под Чешским массивом и Центральной Европой. В диапазоне глубин 100—300 км область пониженных скоростей простирается от Центральной Европы до Эгейского моря, захватывает значительные пространства под Грецией и Болгарией. В интервале глубин 300—500 км распределение аномальных сейсмических скоростей резко меняется: высокоскоростная аномалия появляется под Паннонским бассейном. В литературе имеется много и других подобных примеров.

Обобщая и анализируя все, сказанное выше, авторы приходят к заключению, что распределение различного рода неоднородностей в мантии Земли в значительной мере является следствием нерегулярных, неравномерно расположенных (хаотических) и разных по интенсивности конвективных движений. Предпринималось множество попыток представить тектогенез Земли как упорядоченный процесс. Но из всех доступных данных о неоднородностях следует, что основным свойством структурообразующих процессов является нелинейность. В связи с этим не следует переоценивать представления о строгой периодичности, цикличности и синхронности тектонических эпох и фаз.

Что же на этот счет показывает математическое моделирование? Численное моделирование эволюции первичных (аккреционных) неоднородностей Земли в рамках гидродинамических моделей показывает неизбежность развития тепловой, химико-плотностной, тер-



модиффузионной и других видов конвекции. Конвекция порождает два тесно взаимосвязанных процесса: термохимические плюмы (они диспергируют первичные неоднородности) и расслоение вторичных неоднородностей в гравитационном поле Земли с возникновением в структуре планеты оболочек.

В течение многофакторных геодинамических процессов, анализируемых в рамках гидродинамических моделей Земли, естественно ожидать сложные сочетания главных и второстепенных условий, которые управляют длительными, но неустойчивыми состояниями покоя и сравнительно быстрыми энергичными переходами между ними — стадиями активной геодинамической деятельности. Затухающие колебания активности процесса с переменной периодичностью соответствуют возникновению диссипативных (конвективных) структур и могут быть различно хаотизированы, что сопоставляется с существованием беспорядочного множества решений системы уравнений геодинамической эволюции. В особенности конвекции обнаруживается наличие аттрактора, который включает понятия случайностных состояний покоя и переходов между этими состояниями в поддерживаемом или затухающем режимах и ограничивает набор сценариев переходных процессов. Совместным проявлением таких особенностей конвективных движений может быть каскадная и разномасштабная цикличность в проявлении тектономагматической активности, а также вещественная неоднородность в пространстве на разных временных срезах.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, имеющиеся данные свидетельствуют о существовании в тектоносфере вещественных, структурных, геофизических и геодинамических неоднородностей, разномасштабных, проявляющихся на разных радиальных уровнях, нерегулярных по латерали и динамичных во времени. Это позволяет констатировать нелинейность порождающих их процессов и как следствие — детерминированную хаотичность.

На явления хаотичности в развитии геосфер, в том числе и тектоносферы, геологами до сих пор обращалось явно недостаточное внимание. В сейсмологии идею детерминистского хаоса развивает В. И. Кейлис-Борок [2]. Исходным положением при этом является нелинейность динамики в потенциально неустойчивых системах. В потоке землетрясений в нелинейной литосферной геодинамической системе имеется ряд хаотических компонентов. Именно они делают землетрясения труднопредсказуемыми.

В связи с рассматриваемым вопросом специально следует остановиться на последних работах в области небесной механики. Естественно, что Земля как небесное тело испытывает воздействие внешних факторов, которые могут оказывать самое непосредственное и иногда очень большое влияние на тектонические процессы. В этой области исследований уже имеются интересные результаты, хотя надлежит сделать значительно больше по сравнению с достигнутым. Особенно это касается влияния внешних воздействий на глобальные тектонические процессы, в частности изменение лунной орбиты.

Ныне фактически уже пересмотрено представление Лапласа и Лагранжа о квазипериодическом движении планет Солнечной системы и ее самой в сторону большей нерегулярности, чем до сих пор считалось. Утверждается, что решение движения в Солнечной системе может быть получено на 10 млн. лет, но не на 100 млн. лет [22]. У Плутона, как показало вычисления, за последние 800 млн. лет неустойчивость на орбите растет, благодаря чему планета со временем может уйти в другую область Солнечной системы [17]. Отмечается, что не только планеты, но и их спутники временами движутся хаотически. Наконец, пробелы в поясе астероидов объясняются хаотическими изменениями орбит этих тел.

Таким образом, нелинейность отмеченных здесь систем проявляется в очень широком диапазоне: от сейсмогенных процессов через широкий класс тектонических явлений к движениям планет Солнечной системы.

Такой подход к проблеме открывает новый аспект тектонического исследования — нелинейную геодинамику. Это направление несомненно назрело. А. Д. Щеглов, автор первой публикации о нелинейной металлогении, показал перспективность подобного рода исследований в геологии [15]. Следуя некоторым физическим подходам, можно предложить трактовку сущности нелинейной геодинамики как специальной дисциплины тектоники, которая изучает особенности неупорядоченного проявления во времени и в пространстве отдельных структурообразующих движений или их совокупностей во всей тектоносфере, обусловленных динамическим взаимодействием различных внутрпланетных или внепланетных факторов.

Предлагая концепцию нелинейности процессов геодинамической, а равно и тектономагматической активности тектоносферы в качестве фундаментальной для геотектоники, авторы полагают, что лишь комплексный подход может открывать новые перспективы в разработке адекватной геотектонической теории.

#### Список литературы

1. Белоусов В. В. Тектоносфера Земли, ее строение и развитие//Геодинамические исследования. М.: Междуведомственный геофизический комитет при Президиуме АН СССР, 1989. № 13. С. 7—35.
2. Кейлис-Борок В. И. Динамика литосферы и прогноз землетрясений//Природа. 1989. № 12. С. 10—18.
3. Книппер А. Л., Савельева Г. Н. Латеральная неоднородность верхней мантии Тетиса в связи с историей его развития//Твердая кора океанов (проект «Литос»). М.: Наука, 1987. С. 168—181.
4. Когарко Л. Н. Неоднородность верхней мантии и состав первичных магм океанских островов//Геология и геофизика. 1986. № 7. С. 74—80.
5. Косыгин Ю. А. Тектоника. М.: Недра, 1983. 536 с.
6. Никишин А. М. Предварительный анализ тектоники и эволюции Венеры//Геотектоника. 1990. № 3. С. 16—27.
7. Пушаровский Ю. М. Проблемы тектоники Земли в свете сравнительной планетологии//Докл. АН СССР. 1978. Т. 241. № 4. С. 903—905.
8. Пушаровский Ю. М., Ельников И. Н., Перфильев А. С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю. ш.//Геотектоника. 1985. № 5.
9. Пушаровский Ю. М., Новиков В. Л., Савельев А. А., Фадеев В. Е. Неоднородности и конвекция в тектоносфере//Геотектоника. 1989. № 5. С. 3—13.
10. Разницын Ю. Н. Тектоническая расслоенность океанической коры//Докл. АН СССР. 1990. Т. 307. № 6. С. 1441—1444.
11. Строение зоны разлома Зеленого Мыса//Отв. ред. Пушаровский Ю. М. М.: Наука, 1989. 190 с.
12. Твердая кора океанов//Отв. ред. Пушаровский Ю. М., Пейве А. А. М.: Наука, 1987.
13. Толковый словарь английских геологических терминов. Т. 3. М.: Мир, 1979. 544 с.
14. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 513 с.
15. Щеглов А. Л. Нелинейная металлогения//Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 6.
16. Botev E. A., Burmakov J. A., Treccsoo A. V., Vinnik L. P. Crust and upper-mantle inhomogeneities beneath the central part of the Balkan Region//Phys. Earth Planet. Inter. 1982. V. 51. № 1—3. P. 133—152.
17. Chaos above//Eos Transaction Amer. Geophys. Union. 1983. V. 69. № 24. 654 p.
18. Condie K. C. Geochemical changes in basalts and andezites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance//Lithos. 1989. № 23. P. 1—18.
19. Dzierwonski A. M., Woodhouse J. H. Three-dimensional Earth structure and mantle convection//Abstracts. V. 1. 28-th Intern. Geol. Congress. Wash., 1989. P. 427—428.
20. Fornari D. J., Perfit M. R., Allan J. F., Batiza R. Small-scale heterogeneities in depleted mantle sources: near-ridge seamount lava geochemistry and implications for mid-ocean-ridge magmatic processes//Nature. 1988. V. 331. № 6156. P. 511—513.
21. Hovland J., Husebye E. S. Upper mantle heterogeneities beneath eastern Europe//Tectonophysics. 1982. V. 90. № 1—2. P. 137—151.
22. Laskar J. A numerical experiment on the chaotic behaviour of the Solar System//Nature. 1987. V. 338. P. 237—238.
23. Smedley P. The geochemistry of Dinantian volcanism in south Kintyre and the evidence for provincialism in the southern Scottish mantle//Contrib. Miner. and Petrol. 1988. V. 99. № 3. P. 374—384.
24. Storey M., Saunders A. D., Tarney J. et al. Contamination of Indian Ocean asthenosphere by the Kerguelen-Heard mantle plume//Nature. 1988. V. 338. № 6216. С. 574—
25. Tanimoto T. The 3-D shear wave structure in the mantle by overtone waveform inversion — II Inversion of X-waves, R-waves and G-waves//Geophys. J. 1988. V. 93. № 2. P. 321—334.
26. Vidal P., Dupuy C., Barszczus H. G. Hétérogénéités du manteau et origine des basaltes des Marquises (Polynésie)//Bull. Soc. Geol. France. 1987. T. III. № 4. P. 633—642.

УДК 551.14 : 553.078

© 1990 г.

ЩЕГЛОВ А. Д.

## ЭНДОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ТЕКТОНОСФЕРА

Рассматриваются взаимосвязи эндогенного оруденения с глубинным строением тектоносферы. Подчеркивается, что месторождения корового класса и их рудные зоны связаны с участками земной коры, для которых характерны многочисленные неоднородности, значительное усложнение рельефа поверхности геологических границ. Установлена четкая зависимость проявлений разнотипного оруденения от мощности гранитного и базальтового слоев. Для локализации мантийных месторождений особое значение имеет рельеф поверхности Мохо; установлена связь месторождений с валами и диапирами мантии; отмечается, что такие структурные (морфологические) неоднородности являются долгоживущими и к ним приурочены месторождения разного возраста.

Одной из важных особенностей изучения региональных закономерностей размещения и формирования эндогенных месторождений в земной коре в последние годы стало использование новой информации о строении тектоносферы конкретных рудных провинций и районов, ее неоднородностях, структурных, физических и вещественных отличиях разных оболочек (геосфер) Земли.

Стремление исследователей найти взаимосвязи между глубинным строением и особенностями проявления месторождений не ново; еще в 1965 г. Б. А. Андреев [2] показал необходимость анализа геофизических данных для металлогенических целей, подчеркнув, что региональные гравитационные и магнитные аномалии в геосинклинальных областях и на платформах отражают особенности их глубинного строения, а в пределах различных аномалий проявляются и разные типы рудных месторождений.

В настоящее время использование информации о глубинном строении анализируемых территорий прочно вошло в практику металлогенических исследований. Данные о глубинном строении рудоносных площадей прежде всего относятся к особенностям слоистого строения земной коры и в значительно меньшей степени затрагивают более глубокие геосферы. Обычно в составе земной коры контрастно выделяются гранитный и базальтовый слои. Мощность этих слоев и положение разделяющей их поверхности, по мнению многих исследователей, например Н. А. Белявского [5], определяют различные металлогенические особенности рудных регионов: Казахстана [9, 27, 28], Украины [24], Средней Азии [23] и Урала [26]. В отдельных регионах иногда выделяются дополнительные «диоритовый», «гранитно-метаморфический», «гранито-гнейсовый» и другие слои. К сожалению, интереснейшие рудные провинции Сибири и Востока Союза охарактеризованы геофизическими данными в несравнимо меньшей степени.

На примере Юго-Западного Алтая хорошо видно, как с разными типами земной коры связана разная минерализация. Здесь контрастно выделяются три типа земной коры [15]. Первый характеризуется поднятием базальтового слоя с мощностью 25—38 км и сокращенной мощностью гранитного (от 8—10 до 12—14 км). Рудные зоны с корой такого типа имеют медное и полиметаллическое оруденение. Второй тип отличается сокращенной мощностью базальтового слоя (22—26 км) и увеличенной — гранитного (до 16—20 км). Зоны с таким типом коры характеризуются оловянно-вольфрамовым и редкометалльным оруденением. Третий тип имеет мощность базальтового слоя от 24 до 42 км, а гранитного от 14 до 18 км; в зонах с земной корой такого типа образуются медно-пиритиновые, золотые и железорудные месторождения.

На Урале в последние годы получены интересные данные о том, что большинство медно-колчеданных месторождений приурочено к зонам с резким увеличением мощности базальтового слоя и поднятием его поверхности.

Здесь можно было бы привести много примеров по разным регионам о связях рудных месторождений и рудоносных структур со строением земной коры. Однако одно важное обстоятельство заставляет воздержаться от этого, и не только потому, что этим вопросам посвящено много известных публикаций [5, 10, 16, 18, 19, 22, 23 и др.]. Прежде всего это обусловлено тем, что в настоящее время нет унифицированного подхода к интерпретации глубинного строения земной коры. При сопоставлении материалов по различным регионам убеждаешься в том, что геофизические данные о строении земной коры достаточно противоречивы, причем это не связано, по нашему мнению, с существенными различиями в геологическом строении регионов, проявлением специфических неоднородностей, а вызвано разным подходом исследователей к объяснению фактических данных. Кроме того, материалы Кольской глубокой скважины убедительно показали, что наши представления о границах геосфер земной коры достаточно несовершенны, подчас иллюзорны [12].

В то же время, несмотря на сложность и неоднозначность в выявлении общих закономерностей связи строения земной коры, ее отдельных слоев с проявлением рудных месторождений, отчетливо намечаются следующие особенности. В строении гранитного и базальтового слоев рудных зон и районов в общем случае, по данным ряда исследователей [18, 21, 23, 24], установлено существование многочисленных неоднородностей, а также значительное усложнение рельефа поверхности геофизических границ. Земная кора многих свинцово-цинковых, медных, золотых, молибденовых, железорудных металлогенических зон и районов отличается увеличением мощности базальтового слоя. Для рудных зон с высокотемпературными оловянно-вольфрамовыми и молибденовыми месторождениями пегматитового и кварцевого типов, связанными обычно с лейкократовыми, часто пегматоидными гранитами, в общем случае характерна повышенная мощность гранитного слоя коры, хотя в разных провинциях его мощность различна. Это самые общие закономерности связи глубинного строения земной коры с металлогенией; в каждом рудном регионе они имеют свои индивидуальные, специфические особенности, имеющие важное практическое значение [16, 25].

Основное внимание в предлагаемом сообщении уделено вопросам влияния мантии как элемента тектоносферы на проявление и размещение эндогенных месторождений в земной коре.

Анализ данных о глубинном строении тектоносферы (в том числе о положении мантии и рельефе ее поверхности) совместно со специальным изучением рудных месторождений и рудоносных площадей позволил более полно осветить следующие две принципиально важные группы геологических и металлогенических вопросов: 1) установить важное значение мантийных источников рудного вещества при формировании различных групп эндогенных месторождений, зафиксировать рудные неоднородности в мантии и существование так называемых эмбриональных месторождений; выделить принципиально различные классы месторождений, связанных с рудогенерирующими процессами в пределах разных геосфер; 2) установить закономерные зависимости между региональными особенностями размещения месторождений в земной коре и строением глубинных (подкорковых) частей тектоносферы; выявить специфические черты границы земной коры и верхней мантии, влияющие на локализацию рудных образований.

В настоящее время в зависимости от расположения источника рудного вещества в тектоносфере эндогенные месторождения, известные в континентальной земной коре, могут быть подразделены на две крупных группы (класса): коровые и мантийные. Последние всегда наложены на структуры земной коры, и их проявление не обусловлено геологическими процессами, происходящими в ее пределах (осадконакоплением, коро-

вым магматизмом, процессами метаморфизма), хотя они и структуры земной коры существенно влияют на формирование и локализацию мантийных месторождений, их морфологию и реже — минеральный состав.

В настоящее время к классу мантийных месторождений относятся не только хромитовые, медно-никелевые, колчеданные и алмазные, но и определенные группы гидротермальных оловянных и вольфрамовых, молибденовых и медно-молибденовых месторождений, а также золото-серебряные, ртутные, сурьмяные, сурьмяно-вольфрамовые, флюоритовые и другие рудные образования. Эти месторождения имеют ряд общих особенностей. Прежде всего для них характерны определенные группы структурно-геохимических обстановок проявления. Эти обстановки, казалось бы, противоположны одна другой, но, когда учитывается единая природа мантийных месторождений, принципиальные особенности их проявления в структурах земной коры оказываются сходными. К таким главным обстановкам относятся: 1) зоны раздвига океанической и континентальной коры (торги геосинклиналей и рифтовые зоны); 2) области тектоно-магматической (автономной) активизации (дейтерогенеза); 3) окраинно-континентальные вулканические пояса.

Обычно мантийные гидротермальные месторождения имеют своеобразный минеральный состав, в них наблюдаются признаки телескопированности и образования в приповерхностных условиях при «сброшенном» внешнем давлении, что ведет к формированию нестандартных и богатых руд. Гидротермальные месторождения Sn, W, Mo, Au и других металлов представлены обычно многостадийными рудными образованиями с развитием поздних полиметаллических, халцедоновидных и карбонатных стадий. Для рудных тел характерны значительные размеры, в особенности по вертикали, явления прямой и обратной зональности. Признаками связи месторождений с подкорковыми источниками рудного вещества служат соотношения изотопов S и Hg, сходные с метеоритными, а также соотношения изотопов Sr и K/Rb, указывающие на мантийную природу месторождений. В рудах таких месторождений практически всегда присутствуют такие маркирующие мантию элементы, как Co, Cr, Ni, Ti.

Интересно отметить, что в мантийных месторождениях часто присутствуют кобальтовые минералы или проявляется кобальтовое оруденение в виде самостоятельных рудопроявлений в единых рудных полях, что согласуется с интересными исследованиями Л. И. Когарко [13], показавшей, что отношения  $Ni/Co = 2,2-7,6$  являются надежными индикаторами мантийного происхождения магм. Поэтому, очевидно, имеются определенные основания считать по совокупности геологических и геохимических данных, что кобальтовая минерализация золоторудных, оловянных, арсенидных, ртутных, борных, реже вольфрамовых и серебряных месторождений — явление не случайное, не проявление экзотических рудных ассоциаций, а закономерный признак связи оруденения и магматических пород с мантийными частями тектоносферы.

Наибольшие возражения, в частности у В. И. Смирнова, вызывали представления о мантийном характере источников рудного вещества некоторых типов оловянных и вольфрамовых месторождений. Это, вероятно, связано с тем, что до настоящего времени многие исследователи традиционно считают, что олово является характерным элементом земной коры, а его месторождения, обычно связанные с кислыми гранитоидами, формируются в процессе эволюции геосинклинально-складчатых областей.

Между тем данные последних лет свидетельствуют о более сложной геохимической природе олова и его связях с глубинными, мантийными, частями тектоносферы Земли.

Еще в начале 70-х годов В. Л. Барсуков и Л. В. Дмитриев [3, 4] обосновали новую модель формирования оловоносных диорит-дацитовых и дацит-липаритовых комплексов из мантийного субстрата и показали, что эти породы возникли при дифференциации подкорковых гранатовых пироксенитов, обогащенных рудным веществом. Позднее А. А. Беус [6],

рассматривая гравитационное перераспределение химических элементов в пределах внешних частей земного шара в соответствии с удельными объемами их устойчивых радикалов, объяснил миграцию из мантии многих тяжелых металлов, в том числе олова. В связи с проблемой мантийного олова небезынтересно отметить некоторые результаты изучения месторождений олова, для которых предполагается их связь с мантийными частями тектоносферы. Так, например, по данным Г. А. Осиповой [17], в ряде месторождений олова Приморья и других регионов в касситеритах установлены мельчайшие минералы-узники, представленные хромитом, ильменитом, рутилом и анатазом. Детальное изучение хромитов показало, что они близки хромитам из дунитов Южного Крака и Халиловского массива (Урал).

Важно отметить, что на некоторых месторождениях хромиты встречаются в сульфидно-касситеритовых жилах и зонах независимо от размеров рудных тел и наблюдаются как по их простиранию, так и падению. В этом отношении характерна одна из жил Дубровского месторождения, вскрытая на глубину 800 м, в которой хромит установлен на каждом из горизонтов примерно в равных количествах.

Изучение сульфидных минералов из оловорудных месторождений Приморья [17] показало, что они насыщены Co, Ni, Ti и содержат Cr. В турмалинах оловянных месторождений Комсомольского и Кавалеровского рудных районов Дальнего Востока содержатся повышенные количества Cr, V, Ni, Ti, Mn, тогда как турмалины из месторождений касситерит-пегматитовой и кварц-касситеритовой формаций характеризуются иными парагенезисами микроэлементов: Ta, Nb, Sc, Ga, Sn, Ba, а турмалины из месторождений кварц-касситеритовой формации имеют следующий парагенезис микроэлементов: Sc, Ga, Sn, V [11]. Максимальные значения Ni и Cr установлены в турмалинах месторождения сопки Большой в Шерловогорском рудном районе (Забайкалье), при этом в магматических породах и гидротермалитах этого района выявлены высокие значения индикаторного калий-рубидиевого отношения, что указывает на глубинные подкорковые источники пород [11].

Следует подчеркнуть, что применение методов электронного микронзондирования и нейтронной активации при изучении вещества горных пород позволило в последние годы выявить в мантийных образованиях и хондритах скопления разнообразных рудных минералов, что предполагает существование в глубоких частях тектоносферы крупных рудных неоднородностей или эмбриональных рудных месторождений. Установлены повышенные содержания в верхней мантии Cr, Cu, Ni, Au, Ag, F и других элементов. С регенерацией первичного вещества мантии, обогащенного этими элементами, связано, по-видимому, формирование месторождений в земной коре. Но это особый вопрос, который находится за рамками настоящего сообщения.

Важно отметить, что мантийные месторождения, как правило, представлены крупными и очень крупными рудными объектами, поэтому выявление закономерностей их размещения имеет большое прикладное значение [1, 26]. В настоящее время к общим достаточно обширным знаниям об особенностях их локализации в структурах земной коры прибавилась значительная информация о характере строения глубинных частей тектоносферы в районах проявления мантийных месторождений. Как правило, строение тектоносферы, прежде всего земной коры, в рудных зонах и районах с разными типами мантийных месторождений всегда различно. В то же время для таких рудоносных площадей во многих случаях характерен ряд общих особенностей. К ним относятся: уменьшенная мощность земной коры, валлообразные и куполовидные поднятия базальтового слоя и мантии, блоковое строение мантийного субстрата, иногда практически выведенного на поверхность, и «сквозные» колонны разуплотненного вещества, уходящие на глубину 80—100 км. В последние годы определилась еще в полной мере не раскрытая взаимосвязь между размещением мантийных месторождений в земной коре и особен-

ностями рельефа поверхности Мохо. Это очень важная намечающаяся закономерность, очевидно, имеющая и большое практическое значение.

Многие рудоносные площади, металлогенические зоны и районы с мантийными месторождениями располагаются над валообразными вытянутыми на многие километры поднятиями мантии или менее масштабными мантийными диапирами (Кольский полуостров, Приморье, Сибирская платформа, западные штаты США и др.). При этом в ряде регионов такие структурные особенности поверхности Мохо, по-видимому, являются долгоживущими. Во многих случаях сходные по характеру месторождений, но разновозрастные рудные зоны имеют близкое строение тектоносферы, в особенности конфигурацию поверхности Мохо.

На Кольском полуострове, по данным В. Е. Попова, В. А. Стримова и Л. П. Харченко, установлена четкая пространственная приуроченность протерозойских мафит-ультрамафитовых интрузий и связанного с ними медно-никелевого и железо-титанового оруденения к периферии куполовидных выступов поверхности Мохоровичича высотой 3—4 км, фиксируемых на глубинах от 32 до 40 км. Можно полагать, что здесь мы имеем дело с долгоживущими неоднородностями поверхности мантии в пределах докембрийских щитов, так как к этим же мантийным куполам приурочены и раннепалеозойские щелочно-ультрамафитовые интрузии с карбонатитами. Известно, что на Сибирской платформе сульфидные медно-никелевые месторождения контролируются специфическим блоком земной коры с уменьшенной мощностью гранитного и базальтового слоев и наличием рудоносного мантийного диапира. В восточной части Сибирской платформы практически все кимберлитовые поля располагаются в районах приподнятого положения границы Мохо в блоках с уменьшенной (36—38 км) мощностью консолидированной земной коры [8].

Для Украины интересными исследованиями А. В. Чекунова, В. Б. Сологуба и Л. С. Галецкого [24] установлено, что наиболее продуктивные рудоносные структуры развиваются в областях активного проявления глубинных процессов, прежде всего мантийного диапиризма. Кстати, этими же исследователями, пожалуй, впервые используется несколько громоздкий, но в основе правильный термин «тектоносферно-металлогенический» анализ, по существу синоним терминов «металлогения тектоногенов» [27] и «глубинная металлогения».

В Казахстане работами Н. Г. Щербы и др. [28] для Чу-Илийского металлогенического пояса показано, что наибольшая часть рудных узлов расположена над седловидным перегибом северо-западного простирания в поверхности Мохо на глубине до 50—55 км. В Джунгаро-Балхашской металлогенической провинции, по данным Г. Р. Бекжанова (1989 г.), медно-порфиновые месторождения приурочены к локальным прогибам или склонам поверхности Мохо. Глубина ее в пределах поднятий составляет 40—42 км, прогибов — 45—47 км. Важно отметить, что прогибы поверхности Мохо являются секущими по отношению к направлению основных геологических структур земной коры.

В Средней Азии, в Кураминской зоне, известной своими мантийными месторождениями, месторождения золота располагаются на склоне валообразного поднятия мантии, а свинцово-цинковые — ближе к его гребню. Размеры месторождений вольфрама по мере увеличения глубины поверхности Мохо убывают.

В Южно-Тянь-Шаньской области месторождения флюорита, ртути и барита тяготеют к гребням поднятий мантийного слоя, устанавливаемым на глубине 40 км. Территория Казахстана и Средней Азии характеризуется мощными земной корой и гранитным слоем. Тем не менее в последние годы установлена четкая зависимость многих месторождений от характера рельефа поверхности мантии и достаточно четкая приуроченность их к выступам и склонам мантии.

Районы развития мантийных оловорудных месторождений в разных регионах имеют сходный разрез тектоносферы. Так, например, по данным глубинного сейсмического зондирования на профиле оз. Ханко — Кавалерово — Дальнегорск (Приморье) мощность земной коры состав-

ляет 25—35 км, при этом для Кавалеровского (Sn) и Дальнегорского (Sn+Pb, Zn) рудных районов характерно выступообразное поднятие мантии и наличие проникающих в нее глубинных разломов. И. Н. Томсон [10] отмечает в глубинной структуре Приморья валообразные поднятия базальтового и диоритового слоев, при этом базальтовый вал шириной 5—8 км с превышением 2—4 км отчетливо прослеживается в Кавалеровском районе. Сходные черты глубинного строения имеют и другие оловорудные районы. Так, Комсомольский оловорудный район (Приамурье), по геофизическим данным, локализуется в зоне глубинного разлома, достигающего подкоровых зон, на участке резкого перепада мощностей земной коры, над валообразным выступом мантийных пород [14].

Для известного оловорудного района Корнуолл по геофизическим данным устанавливается резко уменьшенная мощность гранитного слоя (8—20 км), при этом рудные тела имеют протяженность до 6 км в районах, где мощность гранитной коры 9—10 км [20].

На юго-востоке Китая [32] в провинции Фуцзянь выделяются мантийные граниты и оловорудные месторождения, которые располагаются на гребне мантийного поднятия. Таким образом, глубинное строение некоторых оловорудных районов свидетельствует о специфичности их тектоносферы, когда глубинные разломы и приподнятая мантия при уменьшенной мощности земной коры являются характерными ее элементами.

Интересны данные по рудным месторождениям западных штатов США [30, 31, 33]. Здесь особенно отчетливо устанавливается приуроченность многих крупных медных и свинцово-цинковых месторождений к склонам мантийных поднятий. Такое положение занимают месторождения Бингхем, Бьют, Тинтик, Санта-Рита и др. [31]. Несколько необычно положение мантийных месторождений плато Колорадо, которые размещаются в пределах блока с повышенной (50 км) мощностью земной коры. Однако не исключено, что многие из этих месторождений связаны с развитием рифтовой зоны Рио-Гранде с неглубоко залегающей верхней мантией [7, 30, 33].

На Западе США, в особенности в пределах Провинции Бассейнов и Хребтов, широко распространены низкотемпературные флюоритовые месторождения, площади развития которых отчетливо совпадают с широкой зоной низкой скорости распространения сейсмических волн (8 км/с) в верхней мантии и проявлением основного — щелочного третичного магматизма. Д. Шаве [33] указывает, что области развития флюоритовой минерализации совпадают с районами высокого теплового потока. Он предполагает, что область низкой скорости распространения сейсмических волн в верхней мантии отражает фазовый переход от дунитов к эклогитам, что, возможно, приводит к возникновению высокофтористых базальтовых и риолитовых магм и самих месторождений плавикового шпата.

Влияние мантийного субстрата, его глубинного строения и положения на рудные процессы, размещение месторождений в структурах земной коры особенно отчетливо проявляется на примере континентальных рифтовых зон и некоторых областей тектономагматической активизации [25, 26], в пределах которых наиболее отчетливо устанавливается связь «приподнятой» мантии [7] с районами развития эпitherмальной минерализации (F, Hg, Sb, Au, Ag) [26, 29, 30]. В последнее время с рифтовыми зонами, в частности рифтом Рио-Гранде, связывается проявление молибденовых и вольфрамовых месторождений, при этом подчеркивается, что образование этих структур обусловлено эволюцией мантийного вещества [30].

Таким образом, в настоящее время уже достаточно очевидно, что мантия и рельеф поверхности Мохо оказывают непосредственное влияние на рудогенерирующие и рудолокализирующие процессы, приводящие к образованию многих важных промышленных месторождений (Sn, W, Sb, Hg, F, Au, Ni, Mo, Cu, алмазы и др.). И совершенно прав И. Д. Рябчиков [21], считающий, что главным механизмом переноса рудных веществ из глубинных источников в верхние горизонты является поступление в земную кору рудоносных магм, генерируемых в верхней мантии.



В общем плане из изучения взаимосвязей рудных процессов с особенностями строения тектоносферы вытекают следующие важные положения.

1. Несомненно, что процессы, происходящие в мантии, предопределяют формирование многих важных групп рудных месторождений и активно влияют на закономерности их размещения в структурах земной коры.

2. Локализация мантийных месторождений обычно в зонах глубинных разломов оказывается связанной с элементами рельефа поверхности Мохо. Так, намечается по крайней мере три характерных позиции: а) оловянные и вольфрамовые месторождения локализуются над гребнями или валообразными поднятиями мантии; б) к склонам поднятий мантий и к ее прогибам тяготеют месторождения Cu, Mo, Pb и Zn, на платформах — алмазов; в) особое положение занимают эпиптермальные флюоритовые, золоторудные, баритовые, серебряные, марганцевые, ртутные и сурьмяные месторождения, связанные с рифтовыми зонами и размещающиеся на их плечах. Для зон развития таких месторождений характерна «высокоприподнятая мантия» в основании грабен. Это пока самая общая схема, ее надо детализировать, и пока ее трудно в полной мере объяснить, но не учитывать эти данные уже нельзя. Они имеют большое значение для прикладной металлогении и требуют организации исследований по сопоставлению геофизического строения тектоносферы сходных рудных районов в разновозрастных рудных провинциях и выявлению обобщенных палеогеофизических характеристик их типовых представителей. Изучение особенностей строения и состава тектоносферы в типовых рудных зонах и районах — одна из важнейших задач при решении вопросов прогноза размещения крупных рудных месторождений.

В заключение необходимо отметить, что исследование рудных месторождений в связи с особенностями развития тектоносферы привело к представлениям о параллельном проявлении рудных процессов в земной коре, об одновременном образовании различных групп коровых и мантийных месторождений, в ряде случаев на локальных площадях с образованием так называемых полиформационных рудных районов и зон. Это одно из основных положений концепции нелинейной металлогении [26], из которого следует, что различные тектонические процессы и режимы в земной коре также могут проявляться не последовательно, сменяя один другого (как это принято считать в настоящее время), а развиваться параллельно (одновременно), будучи непосредственно связанными с эволюцией различных геосфер. Изучение подобных явлений — одна из важнейших задач современной геологии, имеющая важное теоретическое и прикладное значение.

#### Список литературы

1. Абрамович И. И., Клушин И. Г. Геодинамический режим мантии и масштаб рудных провинций//Тр. ВСЕГЕИ. 1985. Т. 315. С. 224—246.
2. Андреев Б. А. Геофизические методы в региональной структурной геологии. М.: Недра, 1965. 324 с.
3. Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества//Геохимия. 1972. № 12. С. 1515—1540.
4. Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О мантийном источнике рудного вещества и его роли в формировании и размещении некоторых месторождений полезных ископаемых//Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 12—20.
5. Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 280 с.
6. Беус А. А. Геохимия литосферы. М.: Недра, 1981. 355 с.
7. Бридвелл Р. Д., Мак-Гетчим Т. Р., Олсен К. Х., Андерсон О. Л. Рифт Рио-Гранде — кайнозойская тектоника континентальных рифтов//Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977. С. 155—162.
8. Булин Н. К. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы по сейсмическим данным//Сов. геология. 1988. № 5. С. 58—65.
9. Глубинное строение и вопросы металлогении Восточного Казахстана. Л.: Недра, 1983. 152 с.
10. Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. М.: Наука, 1983. 238 с.

11. Гореликова Н. В. Парагенезисы микроэлементов турмалина оловорудных формаций. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 128 с.
12. Казанский В. И. Глубинное строение литосферы и рудообразование//Глубинные исследования недр в СССР. Докл. советских геологов на 28-й сессии МГК. Л.: Наука, 1989. С. 61—71.
13. Когарко Л. И. Отношение Ni/Co — индикатор мантийного происхождения магм//Геохимия. 1973. № 10. С. 1441—1446.
14. Косыгин Ю. А., Бакулин Ю. И. и др. Применение сейсмических исследований с использованием удаленных землетрясений при поисково-структурных работах в рудных районах//Докл. АН СССР. 1981. Т. 237. № 1. С. 190—192.
15. Кузубный В. С., Стучевский Н. И., Ревякин П. С. и др. Итоги структурно-формационного районирования Юго-Западного Алтая на основе геолого-геофизических исследований//Методы разведочной геофизики. 1971. № 12. С. 143—157.
16. Моисеенко Ф. С., Есиков Н. П. О прогнозно-поисковом значении зависимостей между размещением рудных месторождений и глубинным строением земной коры//Докл. АН СССР. 1974. Т. 126. № 4. С. 891—894.
17. Осипова Г. А. Связь оловянного оруденения с магматизмом//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 4. С. 84—98.
18. Попов А. А. Сейсмические модели земной коры складчатых сооружений Казахстана и Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 192 с.
19. Радкевич Е. А., Арсентов В. В., Гнибеденко Г. С. и др. Глубинное строение Приморья по данным ГСЗ и вопросы магматизма и металлогении//Геология и геофизика. 1975. № 12. С. 3—15.
20. Рундквист Д. В. Современные представления о геологическом строении и зональности месторождений Корнуолла (Англия)//Геология руд. месторождений. 1980. № 6. С. 3—17.
21. Рябчиков И. Д., Орлова Г. П. Роль мантийных флюидов в транспортировке рудных компонентов//Докл. советских геологов на 27-й сессии МГК. М.: Наука, 1989. С. 25—33.
22. Фельдман А. А. Роль глубинного строения Сихотэ-Алинской складчатой области в размещении эндогенного оруденения//Тр. ЦНИГРИ. 1975. Вып. 119. С. 3—16.
23. Хамрабаев И. Х., Воронич Т. М., Гороковой О. П. и др. Связь металлогении с глубинным строением земной коры центральной части Средней Азии. Ташкент: Фан, 1987. 124 с.
24. Чекунов А. В., Соллогуб В. Б., Галецкий Л. С. Тектоносфера Украины и поиски глубинных критериев прогноза месторождений//Геол. журн. 1987. Т. 47. № 6. С. 11—24.
25. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980. 432 с.
26. Щеглов А. Д., Говоров И. Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 1985. 324 с.
27. Щерба Г. Н. Геотектоны и рудные пояса. Алма-Ата: Наука, 1970. 184 с.
28. Щерба Г. Н., Сенчило Н. П., Степанов В. В. и др. Металлогенические провинции и пояса Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983. 240 с.
29. Alstine R. E. Continental Rifts and Lineaments associated with Major Fluorspar districts//Econ. Geol. 1976. V. 71. № 6. P. 977—987.
30. Geraghty E. P., Carten R. B., Walker B. M. Tilting of Urad-Henderson and Climax porphyry molybdenum systems, Central Colorado, as related to northern Rio Grande rift tectonics//Bull. Geol. Soc. America. 1988. № 11. P. 1780—1786.
31. Kytina I., Hildenbrand T. Ore deposits of Western United States in relation to mass distribution in the crust and mantle//Geol. Soc. Amer. Bull., 1987. V. 99. P. 30—41.
32. Proceeding of Symposium on geology of granites and their metallogenic relations. Nanjing, 1982. 98 p.
33. Shawe D. R. Tectonic setting of fluorine deposits//Geology and resources of fluorine in US. Wash.: Geol. Surv. Prof. Pap., 1976. № 933. P. 22—30.

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт, Поступила в редакцию  
Ленинград, 197101 27.II.1990

УДК 551.24 : 550.2

© 1990 г.

КОСЫГИН Ю. А., МАСЛОВ Л. А.

**О КОСМИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ**

Рассмотрено влияние космических факторов на тектонические процессы Земли.

На первых порах развития нашей науки тектонические процессы рассматривались как чисто земные явления, не связанные с космическими воздействиями.

В 1852 г. Эли дэ Бомон сформулировал первую универсальную научную гипотезу, которая давала объяснение формированию складчатости и других тектонических дислокаций в связи с внутренними процессами. Суть заключается в том, что первоначально огненно-жидкая Земля в процессе остывания покрывалась твердой и уже охлаждающейся земной корой, которая в процессе дальнейшего остывания Земли сморщивалась, как «кожа печеного яблока». Э. Зюсс в «Лице Земли», так и не переведенном на русский язык, связал с этой гипотезой многие особенности распространения складчатых структур на поверхности Земли, а А. П. Карпинский писал, что «идея о таком сокращении, богатая вытекающими из нее последствиями, принадлежит к счастливейшим научным завоеваниям» [3, с. 102].

Контракционная гипотеза как бы отделила земной шар от космоса земной корой, надолго закрепив идею о саморазвитии Земли. М. М. Тетяев, говоря о полной несостоятельности контракционной гипотезы, тем не менее только упрочил ее основной тезис, сказав, что «образование земной коры отмечает новый этап в развитии материальной системы Земли, когда ее космическое вещество, продолжающее свое развитие, изолируется от окружающего пространства новой оболочкой, обладающей своим собственным развитием» [11, с. 49]. Внутренние процессы Земли М. М. Тетяев толковал сложнее, заменив чистое сжатие при охлаждении сменой нисходящих и восходящих потоков, связывая образование складчатости с латеральным течением вещества в стороны от области таких восхождений.

Таким образом, был провозглашен примат радиальных, т. е. вертикальных, движений. Эта позиция в дальнейшем поддерживалась В. В. Белоусовым, О. Ю. Шмидтом, В. А. Магницким, П. Н. Кропоткиным и мн. др.

Однако идея инертной, сковывающей Землю коры начинает мешать развитию геологической мысли. Уже М. М. Тетяев, вводя понятие макроколебаний, допускает разрыв коры и, следовательно, возможность выхода внутриземной энергии в космическое пространство. Но этого недостаточно. Развитие научной мысли заставляет отказаться от представлений о земной коре как неодолимой преграде между глубинами Земли и Космосом.

В 1912 г. появляется гипотеза А. Вегенера о плавании материков, позднее гипотеза расширяющейся Земли с расползающимися по ее поверхности обломками коры, плитная гипотеза и др. [6].

Любая гипотеза или группа гипотез, часто противоречивых, но объединенных в решении общей задачи, являясь связующим звеном между знанием и незнанием, представляет собой форму прорыва научного мышления в новые ранее не изведенные сферы познания мира.

Космическая среда оказывает определяющее влияние на тектоническую эволюцию Земли как при ее формировании, так и на стадии эволюции уже сформировавшейся планеты. В последнем случае глав-

ная роль принадлежит солнечной радиации и лунно-солнечным приливам.

Существуют две основные гипотезы «сборки» Земли, которые по-разному определяют последующую эволюцию планеты: гомогенная и гетерогенная аккреция. При гомогенной аккреции протопланетное облако было однородным в физическом и химическом отношении. Оболочечное строение возникло в процессе эволюции планеты. Выделявшаяся в результате гравитационной дифференциации энергия могла быть основой планетарной конвекции и движущим механизмом всего возможного спектра тектонических процессов и изменений вещества.

Гравитационная дифференциация, проходящая на фоне неоднородностей земных оболочек, сопровождается сложным течением каскадной конвекции и плюминга. Эти термины мы вводим в соответствии с публикацией Ю. М. Пушаровского с соавторами [7] как очень емко обозначающие сложность и многовариантность «сценариев» конвекционных движений в Земле.

При гетерогенной аккреции и постепенной «сборке» планеты процессы гравитационной дифференциации, конвекции и тектонической эволюции соответственно усложняются.

При оценке влияния космических процессов на сформировавшуюся планету важно учитывать вклад солнечной радиации. Поверхность Земли поглощает ежегодно около  $5 \cdot 10^{31}$  эрг [9]. Это в тысячи раз больше количества тепла, приходящего к поверхности из недр. Поступающая энергия расходуется на атмосферные, гидросферные и литосферные процессы. В том числе на денудацию горных сооружений расходуется  $5 \cdot 10^{26}$  эрг/год [8]. Это столько же или даже несколько больше энергии тектонических процессов. Заметим, что растения поглощают  $5 \cdot 10^{28}$  эрг/год [8], т. е. в 100 раз больше. Эта энергия запасается в залежах нефти, угля и других минеральных энергоносителях, которые, погружаясь в глубины Земли, могут внести значительный вклад в энергетику тектонических процессов.

Значительное влияние денудации и седиментации на тектонические процессы обосновано математическим моделированием, которое показало, что перемещение вещества по поверхности планеты играет существенную роль в формировании геологических структур [5]. Не исключено влияние ледовых нагрузок, пространственно-временная динамика которых связана с внешними воздействиями [14].

Ю. Н. Авсюк [1] показал, что учет движения внутреннего ядра Земли позволяет подойти к периодизации тектонической эволюции, связав ее с приливным воздействием Солнца на систему Земля — Луна и периодическими изменениями климата планеты.

Таким образом, энергию Солнца можно рассматривать как мощный стимулятор и регулятор эндогенных процессов.

Существует иной путь вовлечения энергии Солнца в тектонические процессы: при дезинтеграции кристаллических пород, их химическом и механическом преобразовании возникают тонкодисперсные системы и минералы с высокой энергией химических связей. В результате последующих преобразований вещества высвобождение накопленной энергии может привести к разогреву и, следовательно, усилению тектонической активности [12].

Теперь об энергии лунно-солнечных приливов. При движении приливной волны ее максимум достигается не в плоскости меридиана возмущающего тела, а с некоторым запозданием, которое для твердой Земли составляет примерно  $2^\circ$ . Из-за запаздывания развития приливного горба в Земле возникают незначительные пульсирующие, но знакопостоянные тангенциальные условия, действующие в одном, т. е. западном, направлении в течение всего времени существования системы Земля — Луна. В планете развиваются малые, но необратимые и накапливающиеся деформации, реализующиеся в смещении одних земных слоев относительно других. Скорость западного движения и распределение ее по радиусу

Земли и широтам зависят от реологических особенностей, а также строения планеты и могут реализоваться в различных формах и процессах.

Западное перемещение земных оболочек, по различным причинам связанное с неравномерным распределением реологических свойств земной коры и мантии, может трансформироваться в вертикальные движения и приводить к образованию длительно развивающихся крупных структурных форм на уровне коры и мантии.

Тектоническая энергия способна обеспечить не только многие механические процессы, но и обширную гамму термальных преобразований [2]: расплавы, вулканизм, метаморфизм, возникновение зон пониженной вязкости (астеносфера или астеносферные слои) и зон с другими изменениями физических и химических свойств.

Особенность приливного механизма заключается в том, что он может преобразовывать энергию вращения Земли в большие латеральные перемещения масс не посредством, минуя тепловые превращения. Длительное и однонаправленное воздействие лунно-солнечных приливов на планетарную среду может усложнять и усиливать, в частности, процессы конвекции [4].

Механизм преобразования лунно-солнечных приливов в тектонические процессы не единствен. Из гидродинамики известно, что в каналах с периодически пульсирующими стенками возникает ориентированное движение жидкости [15]. Учитывая периодическое действие приливной волны, этот механизм можно распространить на реологически расслоенные кору, литосферу, а также систему «литосфера — астеносфера». Под действием волновых пульсаций стенок в канале возникает движение вещества со средней скоростью, пропорциональной четвертой степени его мощности и обратно пропорциональной квадрату вязкости

$$v = \frac{3}{2} C \left( \frac{\eta_0}{h_0} \right)^2; \eta = \frac{g_0 h_0^3}{3c\nu}.$$

Здесь  $C$  — скорость распространения приливной волны;  $\eta_0$  — амплитуда приливного возмущения;  $h_0$  — средняя мощность канала;  $\nu$  — кинематическая вязкость вещества канала;  $g_0$  — амплитуда горизонтальной компоненты приливного возмущения силы тяжести.

Если мощность канала  $h_0 = 100$  км, амплитуда приливного возмущения  $\eta_0 = 3$  см, скорость движения приливной волны  $C = 4.6 \cdot 10^4$  см/с, то, как следует из приведенной формулы, средняя скорость горизонтального смещения литосферы  $v = 2$  мм/год. Если же мощность канала уменьшить вдвое:  $h_0 = 50$  км, то скорость (при неизменной амплитуде  $\eta_0$ )  $v = 1$  см/год, т. е. возрастет в 5 раз. Отсюда видно, что с уменьшением вязкости слоя эффективность рассматриваемого механизма резко возрастает. Возможно, с этим связано образование шарьяжей и тектоническая расслоенность коры и литосферы [10, 13].

Таким образом, расслоенные земная кора и литосфера могут быть сложным, нелинейным преобразователем космических воздействий в различные геологические процессы и структуры. Рассмотренные примеры свидетельствуют, что поверхность Земли — это не щит, отделяющий Землю от Космоса, а преобразователь космических влияний во внутренние, в том числе тектонические процессы. Становится ясным, что естественная граница между нашей планетой и космосом, т. е. земная поверхность очень чутко реагирует как на внутренние, так и на внешние, в том числе космические, воздействия.

Из этого следует, что даже при существующей неполноте данных о Земле и Космосе уже намечается перспектива создания некоторой общей тектонической концепции.

#### Список литературы

1. Авсюк Ю. Н. Колебательный режим эволюции системы Земля — Луна и его сопоставление с геологическими процессами фанерозоя // Докл. АН СССР. 1986. Т. 287. № 5. С. 1097—1101.

2. Гогель Ж. Геотермия. М.: Мир, 1978. 172 с.
3. Карпинский А. П. Очерки геологического прошлого Европейской России. М.: Изд-во АН СССР, 1947. С. 102.
4. Косыгин Ю. А., Маслов Л. А. Роль твердых лунных приливов в геотектоническом процессе//Геотектоника. 1986. № 6. С. 3—7.
5. Михайлов В. О. Математическая модель процесса эволюции структур, образующихся в результате вертикальных движений//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 6. С. 3—18.
6. Пономарев В. С., Трифонов В. Г. Факторы тектогенеза//Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 81—94.
7. Пущаровский Ю. М., Новиков В. Л., Савельев А. А., Фадеев В. Е. Гетерогенность мантии и конвекция//Геотектоника. 1989. № 5. С. 3—13.
8. Сафьянов Г. А. Энергия рельефообразующих процессов земной поверхности//Рельеф и климат. М.: Изд-во Моск. филиала геогр. о-ва СССР, 1985. С. 23—27.
9. Сватков Н. М. Земное зеркало Солнца. М.: Мысль, 1979. 120 с.
10. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
11. Тетяев М. М. Основы геотектоники. 2-е изд. М.: Госгеолиздат, 1941. 356 с.
12. Тимофеев П. П., Щербаков А. В. Проблема энергетики гипергренных процессов// Докл. АН СССР. 1983. Т. 269. № 1. С. 184—187.
13. Шарьяжные и надвиговые структуры фундаментов платформ. М.: Наука, 1987. 184 с.
14. Шварцбах М. Климаты прошлого. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. 247 с.
15. Daneš S. Mainstream mantle convection: a geologic analysis of plate motion: Discussion//Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1973. № 57. P. 410—411.

Институт тектоники и геофизики  
ДВО АН СССР, Хабаровск, 680083

Поступила в редакцию  
21.II.1990

УДК 551.243 : 551.25

© 1990 г.

АЛЕКСЕЕВ В. Б.

**СТРУКТУРНЫЙ ПАРАГЕНЕЗИС ЗОН СТРЕСС-МЕТАМОРФИЗМА**

Рассматриваются следующие вопросы. Определение зон стресс-метаморфизма и критерии их выделения. Методические принципы изучения зон стресс-метаморфизма, их границы, место в деформационном цикле, положение в систематике тектонических структур. Кинетическая классификация зон стресс-метаморфизма по общему характеру смещения бортов зоны, признаки зон разных типов. Структурный парагенезис зон стресс-метаморфизма. Принцип дополнения структурных парагенезисов. Ориентировка зон стресс-метаморфизма в поле напряжений. Структурный парагенезис зон стресс-метаморфизма как результат тектонического течения; зависимость структурного парагенезиса — через вязкость — от термодинамических условий. Развитие тектонического течения в зонах стресс-метаморфизма по схеме прогрессивной деформации. Неоднородность деформации в зонах стресс-метаморфизма, структурная зональность, ячеистые структуры. Полихронность зон стресс-метаморфизма. Предложения к построению систематики зон стресс-метаморфизма. Их минерагеническое значение. Инвариантность зон стресс-метаморфизма относительно пространства, времени, масштаба, субстрата.

**Определение зон стресс-метаморфизма и критерии их выделения.**

Под стресс-метаморфизмом будем понимать, согласно А. В. Лукьянову [7], одну из компонент метаморфизма, обусловленную стрессом, т. е. девиаторной частью тензора напряжения. Стресс-метаморфизм проявляется главным образом в перерождении структуры породы под влиянием стресса. Это перерождение осуществляется путем минеральных преобразований, при этом возникновение новых минеральных ассоциаций не обязательно, несмотря на формирование огромного количества новообразованных минеральных выделений. Главным следствием и основным признаком стресс-метаморфизма является такое перераспределение вещества породы, которое снимает стресс, а следовательно, приводит к образованию ориентированных структур и текстур. Стресс-метаморфизм — одна из форм проявления деформации, это область пересечения явлений деформации и метаморфизма. В этом случае деформация осуществляется посредством метаморфизма, а метаморфизм — через деформацию.

Явления стресс-метаморфизма имеют чрезвычайно широкое, региональное распространение [7, 13—15], однако если речь идет именно о зонах такого метаморфизма, то имеются в виду *линейные области относительно повышенного (по отношению к фоновому) их проявления*. Поскольку индикатором стресса как одного из факторов метаморфизма являются различные ориентированные структуры, постольку признаком повышенной роли этого фактора следует считать наиболее интенсивное их проявление. Оно может быть связано как с повышенным уровнем стресса в зоне, так и с другими причинами (эффект Ребиндера, диспергирование, благоприятная предыстория и др.), облегчающими разгрузку напряжений через метаморфизм на микро- и макроуровне. При этом *PT-условия метаморфизма не обязательно должны быть выше фоновых*. В любом случае, независимо от причин, мы наблюдаем зоны наиболее отчетливого проявления структурного парагенезиса стресс-метаморфизма, и это может служить критерием выделения и картирования таких зон.

**Фактический материал.** Настоящая работа базируется на материале изучения зон стресс-метаморфизма, различных по возрасту, масштабам, *PT-условиям*, региональной принадлежности. В основу положены наблюдения автора в беломорском комплексе, в Лапландском гранулитовом

поясе, в зоне Колмозеро — Воронья, на Вочеламбинском геодинамическом полигоне и в Терском районе (все объекты в пределах Карело-Кольского региона), в атбашинском комплексе Тянь-Шаня, джебашском — Западного Саяна, музкольском — Центрального Памира, в бесапанской свите Кызылкумов и саркандской — Джунгарии. Привлечены также опубликованные данные по сдвиговым зонам Северной и Южной Америки, Африки, Индии, Австралии и Европы [3, 5, 10, 14, 18—28, 30—36].

**Методические принципы исследования.** Материал рассматривался с позиций основных принципов структурного анализа сложнодислоцированных комплексов: принципа соответствия структурных форм полям напряжений и принципа наложенной деформации [8]. Это позволило выделять структурные формы и текстуры, одновозрастные с зоной стресс-метаморфизма, и отделять их как от образований более древних, так и от наложенных. Объект исследования рассматривается здесь на макроуровне в масштабах от нескольких сантиметров до десятков и сотен километров, при этом основной масштаб нашего изучения — масштаб обнажения. Исследованию рассматриваемого явления на микроуровне посвящены работы [13, 14, 16 и др.].

**Границы зон стресс-метаморфизма** бывают как резкими (обычно по разрывам типа слайдов [17, 29], в ряде случаев со срезанием и пластическими подворотами маркирующих горизонтов), так и постепенными. Когда речь идет о глубокометаморфизованных докембрийских комплексах, например таких, как беломорский комплекс или Лапландский гранулитовый пояс, необходимо иметь в виду, что там стресс-метаморфизм проявлен в расеянном виде повсеместно. Нередко зоны не имеют четко выраженных границ, сливаясь с окружающим фоном. В таком случае границы их условны, а зоны выделяются как полосы относительно повышенного динамометаморфического преобразования или наиболее интенсивной сдвиговой деформации (рис. 1, а, б). Наличие зон стресс-метаморфизма — яркое проявление латеральной структурной зональности, этой типичной черты строения складчатых комплексов.

**Место в деформационном цикле.** Зоны стресс-метаморфизма занимают довольно четкое положение в структурно-возрастной шкале и приурочены к кульминации и началу регрессивной стадии деформационного цикла, но не завершают его, поскольку на заключительных стадиях цикла господствуют хрупкие деформации, с которыми зоны стресс-метаморфизма не ассоциируют. На современном уровне знаний хрупкие деформации принято объяснять падением температуры и давления к концу цикла, и если это так, то это свидетельствует о некоторой зависимости, казалось бы, независимых  $S$ - и  $P$ ,  $T$ -факторов метаморфизма, поскольку одновременно с уменьшением  $P$ ,  $T$  происходит и уменьшение  $S$ .

В силу широкого распространения в различных тектонических обстановках и разного масштаба проявления **зоны стресс-метаморфизма могут занимать различное положение в систематике тектонических структур.** Характерными признаками зон стресс-метаморфизма могут обладать зоны субдукции и трансформные разломы, шарьяжи и крупные надвиги, сдвиги, взбросы и сбросы. Направление и амплитуда перемещения одних блоков относительно других могут быть любыми. Это типичные шовные зоны в том смысле, какой придает им Е. И. Паталаха [10, 12]. Из крупных структур можно привести в пример Моркльский покров в Швейцарии (рис. 2), Мойнский надвиг в Шотландии [32], Центральный надвиг Гималаев [24], Южно-Армориканскую сдвиговую зоны [23, 31] или гигантский шарьяж в Бразилии, по которому архей надвинут на протерозой [25]. Сюда же относятся и такие крупные зоны смятия, как Успенская, Иртышская, Зайсанская [10, 12, 14]. В масштабе обнажения зоны стресс-метаморфизма представлены структурными формами, которые в литературе получили названия тектонических слайдов, вязких разрывов, зон расслаивания (см. рис. 1). Они могут занимать любую ориентировку в пространстве, а наблюдения участков пересечения их с маркирующими горизонтами показывают, что зоны стресс-метаморфизма



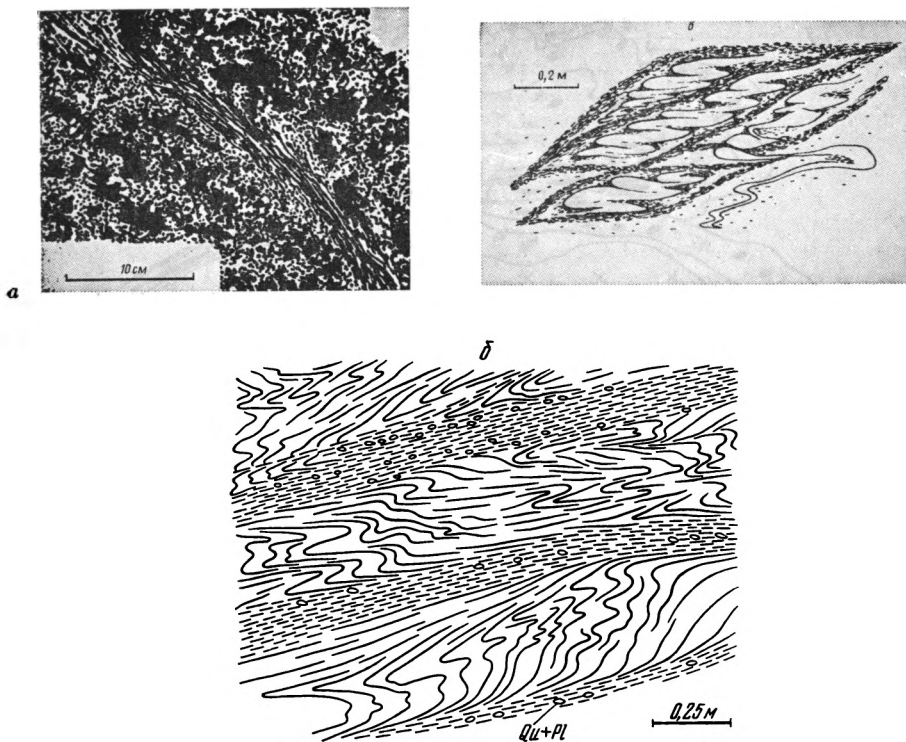


Рис. 1. Морфология зон стресс-метаморфизма в породах амфиболитовой фации в масштабе обнажения

*a* — в однородной изотропной среде: вязкий разрыв в метагббро (черное — роговая обманка), Вочеламбина, Кольский полуостров; *б* — в однородной анизотропной среде: в мелкозернистых биотитовых гнейсах вязкие разрывы выражены в виде зон относительно повышенной бластомилонитизации, концентрации биотита и чечевицеобразных кварц-плагиоклазовых агрегатов, беломорский комплекс, Неблогора, Северо-Западное Беломорье; *в* — в неоднородной анизотропной среде: в грубополосчатых крупнозернистых гранат-биотитовых гнейсах мигматитовая полосчатость смята в изоклинные складки, пакеты пережатых складок слагают ядра чешуй, ограниченных ветвящимися зонами интенсивного развития крупночешуйчатого биотита по вязким разрывам, беломорский комплекс, Неблогора, Северо-Западное Беломорье

могут смещать их (зоны сдвига) или пересекать без видимого смещения (зоны сжатия).

Нередко зоны стресс-метаморфизма совпадают с некомпетентными пластами, которые в силу своих реологических свойств являются областями облегченного проскальзывания или выжимания материала. В этом случае зона не обязательно должна являться областью повышенного стресса: напряжения здесь могут быть и равны фоновым, могут даже быть и меньше, если условия релаксации более благоприятны.

Часто наблюдается телескопический характер зон стресс-метаморфизма, когда мелкие зоны оказываются вложенными в более крупные такой же ориентировки. Так, например, каждый вязкий разрыв на рис. 1, *б* сам по себе можно считать небольшой зоной стресс-метаморфизма, но при картировании в масштабе 1 : 25 000 устанавливается зона следующего порядка, в пределах которой количество и интенсивность развития мелких вязких разрывов и парагенетически связанных с ними складок выше фоновых. Телескопичность характерна не только для вязких разрывов, но и для ограничиваемых ими тектонических линз и чешуй: мелкие чешуи вложены в более крупные (рис. 3).

**Кинематическая классификация зон стресс-метаморфизма по общему характеру смещения бортов зоны.** С геометрических позиций по преобладанию того или иного механизма деформации зоны стресс-метаморфизма можно разделить на три типа: зоны сплющивания (чистого сдвига), зоны простого сдвига и зоны комбинированного (одновременного

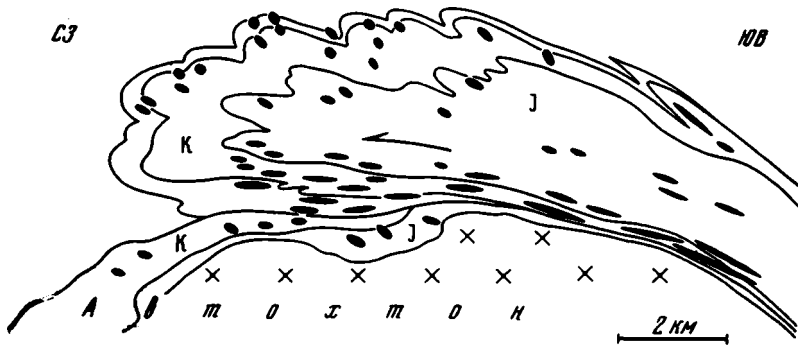


Рис. 2. Зона стресс-метаморфизма в подошве Моркльского покрова, Валлис, Швейцария (по [35] с упрощениями)

Черные эллипсы — изображение эллипсоидов деформации (сечение XZ), вычисленных по стрейн-датчикам. Деформация практически плоская. Верхняя часть покрова наименее деформирована, характерно слабое развитие кливажа, преобладающий способ деформации — растворение под давлением и формирование жил растяжения. В подошве покрова, напротив, деформация и скорость ее максимальны, интенсивно развиты кристаллизационная сланцеватость и  $\alpha$ -линейность, общая схема деформации — простой сдвиг плюс гравитационное сплющивание, доминирующий механизм — пластическое течение путем механического двойникования

Рис. 3. Телескопический характер линзовидно-чешуйчатой структуры и относительная автономность структуры внутри чешуй. Беломорский комплекс, Неблгора, Северо-Западное Беломорье

1 — кристаллизационная сланцеватость в биотитовых, гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых гнейсах; 2 — вязкие разрывы, маркированные зонами бластомилонитизации и щелочного метасоматоза

или последовательно наложенного) действия сплющивания и простого сдвига (рис. 4). Последний случай наиболее распространен в природе. Признаками сплющивания, доступными наблюдению в масштабе обнажений, являются структуры тектонического разлинзования, не содержащие S-образных изгибов сланцеватости внутри линз, аномальное по сравнению с теоретически возможным увеличением мощности в замках подобных складок, устанавливаемое методом Рэмзи [32], кристаллизационная сланцеватость или кливаж как структурное выражение плоскости сплющивания, симметричные складки ламинарного течения и т. д. С позиций механизма сплющивания находят свое объяснение такие явления, как наблюдаемое в ряде случаев отсутствие смещений маркирующих горизонтов по зонам расланцевания и бластомилонитизации, плавность переходов между участками различной степени деформированности, плотнейшая упаковка линз-чешуй, неравномерность расланцевания в поперечном сечении зон с максимальной концентрацией скольжения у их краев и многое другое [10]. Элементы простого сдвига фиксируются в обнажениях по S-образным изгибам сланцеватости внутри тектонических линз-чешуй, смещению маркирующих границ по зонам бластомилонитизации, совпадающим с вязкими разрывами, по структурам вращения более вязких или жестких включений, обусловленным возникновением сдвигового эффекта на границах струй, движущихся с различной скоростью, и т. д. Механизм простого сдвига позволяет объяснить характерную контрастность в смене зон различной степени деформированности

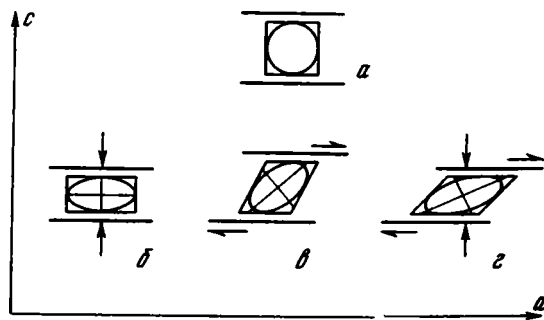


Рис. 4. Три типа зон стресс-метаморфизма: *a* — исходная фигура; *b* — *z* — зоны: *b* — сплющивания (чистого сдвига), *в* — простого сдвига, *z* — комбинированного действия сплющивания и простого сдвига. Координаты *a*, *c* — кинематические оси

вкрест простираения главной зоны, передачу сдвиговых напряжений на значительные расстояния поперек зоны стресс-метаморфизма вследствие смещения и вязкого трения пластин, нередко наблюдаемое отсутствие складок ламинарного течения в зонах рассланцевания, интенсивное сжатие пород как результат крупноамплитудного послыоного сдвигового перемещения в узких зонах [10]. В ряде случаев имеющиеся геологические признаки допускают неоднозначную трактовку, и в сумме их бывает недостаточно для отнесения конкретной зоны стресс-метаморфизма к тому или иному типу. Например, ориентировка уплощенных галек субпараллельно зоне может быть объяснена как действием сплющивания, так и интенсивным сдвигом или совместным действием обоих механизмов. Наиболее надежным признаком является поведение маркирующих горизонтов.

**Структурный парагенезис.** При всем многообразии и сложности дислокационного процесса в закономерных сочетаниях структурных форм и их характерных особенностях устанавливается нечто общее. Это нашло отражение в понятии структурного парагенезиса, под которым понимается *совокупность структурных форм, образованных в одно и то же время в одном месте*. Это понятие является таким же фундаментальным, как понятие минерального парагенезиса в минералогии. К структурному парагенезису зон стресс-метаморфизма следует относиться как к индикатору определенной геодинамической обстановки. Понятие структурного парагенезиса глубоко разработано Е. И. Паталахой [10] применительно к динамометаморфическим образованиям фанерозойских зон смятия, характеризующихся метаморфизмом не выше зеленосланцевого. В дальнейшем была установлена зависимость структурного парагенезиса от термодинамических условий и соответственно выделены парагенезисы эпи-, мезо- и катазоны земной коры, а также разработано учение с тектонофациями [11, 12]. Обширный материал по глубокометаморфизованным комплексам, для которых особенно характерны зоны стресс-метаморфизма, позволяет конкретизировать эти представления применительно именно к этим структурам.

Зоны стресс-метаморфизма характеризуются двумя очень четко выраженными и повсеместно проявленными элементами строения: плоскостной системой тектонической расслоенности, параллельной зоне в целом, и линейными элементами, лежащими в этой плоскости. Система тектонической расслоенности представлена кристаллизационной сланцеватостью (в низкотемпературных условиях — кливажом), мигматитовой полосчатостью, вязкими разрывами (слайдами). Линейные элементы представлены минеральной и агрегатной линейностью, бороздчатостью, длинными осями деформированных галек конгломератов, шарнирами складок и т. п. Рассмотрим элементы структурного парагенезиса и их ориентировку (рис. 5).

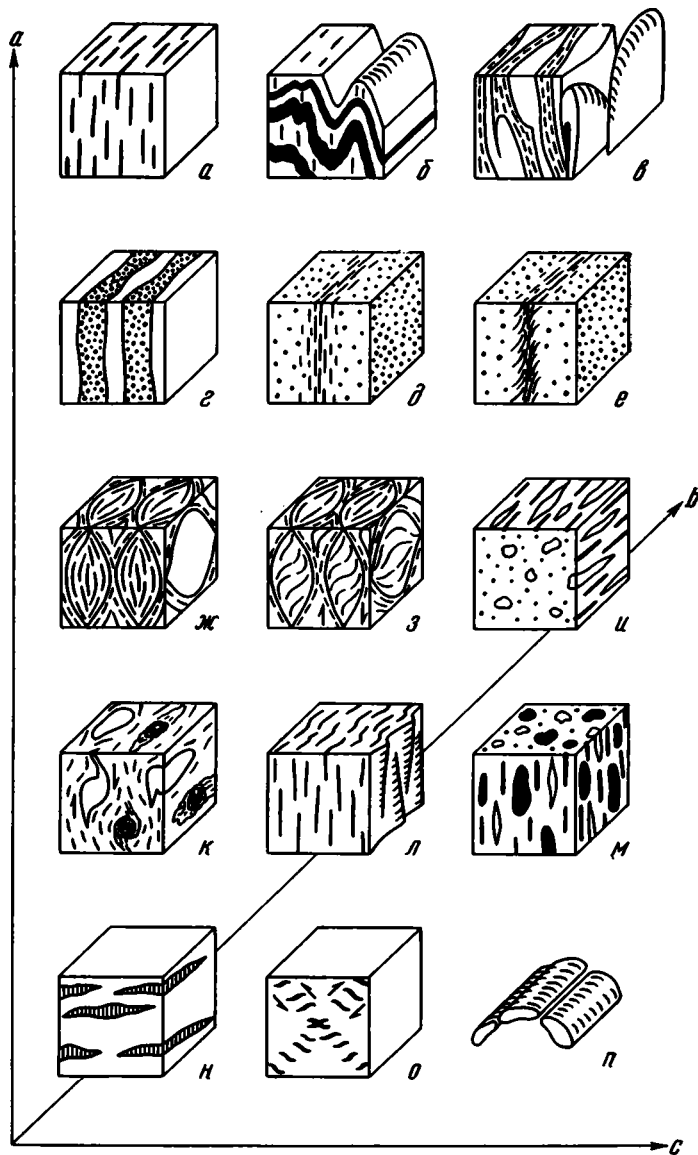


Рис. 5. Элементы структурного парагенезиса зон стресс-метаморфизма  
*a* — кристаллизационная сланцеватость (в низкотемпературных условиях — кливаж);  
*b* — цилиндрические складки; *v* — языковые складки; *g* — мигматитовая полосчатость  
(в низкотемпературных условиях — согласные с кливажом тонкополосчатые кварцевые  
прожилки); *d* — вязкие разрывы в обстановке сплющивания; *e* — вязкие разрывы в об-  
становке сдвига (простого или в комбинации со сплющиванием); *ж* — тектонические  
линзы и чешуи в зонах сплющивания (частный случай этих структур в гетерогенной  
слоистой толще — линзовидный будинаж); *з* — линзы и чешуи в зонах сдвига (в сече-  
нии *ac* имеют характерную S-образную структуру); *и, к* — *b*-линейность: *и* — мине-  
ральная и агрегатная, *к* — структуры вращения более вязких (по сравнению с матриком)  
или жестких включений (базит-гипербазитовых интрузий в гнейсах, недеформированных  
галеk в метаконгломератах, зерен граната в сланцах и т. п.); *л, м* — *a*-линейность:  
*л* — борздатость (в низкотемпературных условиях — тонкая струйчатая штриховка  
на поверхности кливажа), *м* — минеральная, агрегатная и линейность включений мень-  
шей или равной вязкости; *н* — жилки альпийского типа; *o* — две сопряженные систе-  
мы эшелонированных жил растяжения (в случае вращательной конечной деформации  
преобладает одна из систем [34]); *p* — будины «бочонковидного» типа. Координаты  
*a, b, c* — кинетические оси

Для зон стресс-метаморфизма чрезвычайно характерны симметричные и асимметричные складки «внутрислоевого» типа, осевым поверхностям которых параллельна сланцеватость, а шарнирам — линейность. В складки изогнута чаще всего мигматитовая полосчатость, которая либо является реликтовой и возникла еще до образования зоны стресс-метаморфизма (в таком случае она может иметь любую ориентировку по отношению к зоне), либо сформирована на самой ранней стадии развития зоны (и тогда ее первоначальное положение параллельно зоне). Угол между крыльями очень изменчив, и нередко можно наблюдать в одной и той же складке по разным горизонтам переход от изоклинальной формы к сжатой, открытой и вообще недеформированным горизонтам. Среди асимметричных складок наблюдаются складки правого и левого рисунка, причем они часто встречаются вместе и сменяют одна другую по простиранию. Наблюдения структур типа «замок в замке» показывают, что в одних обнажениях более древними являются складки правого рисунка, в других — наоборот. По-видимому, это структуры, близкие по возрасту и взаимно компенсирующие одна другую: правый сдвиг компенсируется левым. Однако часто встречаются зоны с преобладанием структур какого-либо одного знака, что свидетельствует о принадлежности таких зон к типу сдвиговых или комбинированных (простой сдвиг плюс сплющивание).

Типичным элементом структурного парагенезиса являются структуры разлинзования и будинажа. Они встречаются не только в случае контрастного чередования пород, но и в однородных толщах. Вязкие разрывы, разветвляясь и соединяясь, разбивают деформируемый объем на систему чешуй с автономной структурой (см. рис. 1, в, 3). Чешуи могут быть сложены породами либо одного состава, либо резко различного. В последнем случае есть основания думать о значительных амплитудах перемещения по всяким разрывам, причем теоретически можно предположить любые амплитуды, вплоть до сотен километров, как это допускается в областях развития тектонических покровов. Длинные оси линз-чешуй, как и оси будин, ориентированы параллельно линейности и шарнирам складок.

Часто встречаются структуры вращения более вязких включений самого разного масштаба (зерен граната, недеформированных галек, изометричных бескорневых тел метабазитов и т. д.). Оси вращения таких структур образуют систему *b*-линейности.

В зонах стресс-метаморфизма иногда встречаются небольшие извилистые жилки альпийского типа, поперечные к оси растяжения. Жилки заимствуют состав вмещающих пород: в известняках они выполнены кальцитом, в кислых породах — кварц-полевошпатовым агрегатом [10].

**Принцип синхронности в случае дополнения структурного парагенезиса.** Приведенный перечень элементов структурного парагенезиса, возможно, неполон и будет дополнен последующими наблюдениями. Однако, внося такое дополнение, представляется методически совершенно необходимым сделать один логический шаг, который диктуется непосредственно определением структурного парагенезиса. Если по каким-либо геологическим соображениям представляется целесообразным пополнить структурный парагенезис новым элементом, необходимо доказать, что этот элемент может быть разновозрастным с другими элементами структурного парагенезиса. Например, в последнее время встречается мнение о возможности отнесения к структурному парагенезису динамотермального течения пластообразных кварцевых жил, согласных со сланцеватостью, однако пока не удается доказать их разновозрастность. Альтернативой в данном случае может быть то, что кварцевые жилы не связаны условиями образования с кристаллизационной сланцеватостью, но развиваются по более молодым трещинам, наследующим направление облегченного проскальзывания. Доказательством возможной разновозрастности структурных форм может служить эксперимент или теоретический расчет. Никакое геологическое наблюдение, в том числе заключение в возрастную вилку с помощью секущих и пересекаемых геологических

тел, не способно доказать одновозрастность структурных форм, потому что даже в самую узкую возрастную вилку могут попасть, строго говоря, разновозрастные образования. Вопрос этот не является чисто классификационным, поскольку с упомянутыми жилами, например, нередко бывает связано золото и отнесение их к структурному парагенезису зон стресс-метаморфизма выводит на генетическую связь золотого оруденения с такими зонами.

**Ориентировка зон стресс-метаморфизма в поле напряжений** представляется достаточно ясной по экспериментальным данным [9, 10]. Поскольку кристаллизационная сланцеватость или кливаж являются структурным выражением плоскости сплющивания, перпендикулярной оси максимального сжатия  $\sigma_3$  [10], а полевые наблюдения показывают, что они всегда располагаются параллельно зоне, следовательно, ось  $\sigma_3$  перпендикулярна зоне. Однако зоны стресс-метаморфизма, образующиеся по механизму простого сдвига, интерпретируются [34—36] как системы скальвания, развивающиеся по плоскостям максимальных касательных напряжений  $\tau$ . Поскольку в таких зонах сланцеватость также параллельна зоне, это следует объяснять вращением зон относительно главных осей напряжений по мере нарастания деформации. На начальной стадии, когда сланцеватость еще не развивается, они параллельны  $\tau$ , а затем стремятся к положению, перпендикулярному  $\sigma_3$ , и на этом этапе формируются сланцеватость.

**Структурный парагенезис зон стресс-метаморфизма как результат тектонического течения.** Структурный парагенезис зон стресс-метаморфизма неразрывно связан с тектоническим течением [7, 9—14]. В зависимости от того, осуществляется ли процесс по механизму простого сдвига или сплющивания, в гидромеханике соответственно рассматривается течение сдвиговое и элонгационное, или продольное [6], и эти понятия могут быть применены для описания тектонического течения. В настоящее время на микроуровне наиболее отчетливо выделяются три механизма тектонического течения: катакластическое, дислокационное и диффузионное [4, 14], причем возможны комбинации в разных пропорциях этих механизмов. В этом процессе велика роль физико-химических факторов переноса вещества: происходят переориентировка зерен путем миграции их границ, перераспределение вакансий, растворение и переотложение по принципу Рикке, трансляционное скольжение с непрерывным отжигом, полиморфный  $\alpha$ — $\beta$ -переход кварца и т. д. Соответственно велика роль флюидной воды как среды для такого переноса [11, 13, 14]. Устанавливается очень четкая зависимость структурного парагенезиса тектонического течения от термодинамических условий, прежде всего от температуры, давления и наличия жидкой фазы. На этой основе построена систематика наиболее примечательных типов течения и установлена ярусность дислокационного процесса в разрезе земной коры [11, 12, 33]. Фундаментальным параметром, определяющим реологическое состояние вещества, является вязкость, а она меняется в зависимости от глубины и соответственно  $P$  и  $T$  на 19 порядков: от  $10^4$ — $10^6$  пуаз нелигифицированного осадка на поверхности до  $10^{21}$ — $10^{23}$  пуаз базальтов и кварцитов и снова до  $10^4$ — $10^6$  пуаз — вязкости расплава ультраметабазитных гранитов [12]. Даже со скидкой на приблизительность этих оценок поражает огромный диапазон изменения этой величины и не вызывает сомнения ее определяющее влияние на структурный стиль дислокационного процесса.

**Течение в зонах стресс-метаморфизма по схеме прогрессивной деформации.** Полевыми наблюдениями и экспериментальными работами последних лет [9, 20, 23, 26, 27, 33—36] установлено, что тектоническое течение развивается по схеме прогрессивной деформации. Под этим понимается, что под непрерывным действием приложенной внешней нагрузки (стресса) последовательно и непрерывно развивается нарастающая деформация с образованием сначала сланцеватости, потом изгибанием ее в складки течения, затем постепенным изгибанием их в складки новой генерации и т. д. по принципу снежного кома. При этом в одной части зоны стресс-метаморфизма может формироваться еще только первая

сланцеватость, а в это же время в другой части, удаленной по латерали, эта сланцеватость, образовавшаяся несколько раньше, изгибается в складки, а еще дальше по простиранию в это же время возникают складки второй генерации. Подобная ситуация воспроизведена в эксперименте Ю. В. Миллером [9]. Теория прогрессивной деформации противопоставляется представлениям о скачкообразно меняющемся поле напряжений, приводящем к резкому и на больших площадях синхронному изменению ориентировки структурных форм.

В процессе прогрессивной деформации в рамках единого тектонического потока, каковым является зона стресс-метаморфизма, приложенная внешняя нагрузка может и не оставаться постоянной, может происходить постепенная переориентировка осей напряжений, которая приводит к такой же постепенной переориентировке структурных форм. Это может быть связано с вращательным движением условно жестких блоков, ограничивающих шовную зону, напоминающим движение велосипедных педалей, где ось вращения перпендикулярна зоне. Наряду с этим наблюдаются еще и признаки сжатия, т. е. сближения блоков, так что в целом процесс напоминает деформацию в наковальнях Бриджмена. Такая интерпретация возможна для зоны Колмозеро — Воронья, Джебашской зоны и в качестве общего механизма — на полигоне Вочеламбина. Шарниры ранних складок имеют крутую ориентировку, а более поздних — пологую (или наоборот — в разных районах по-разному), при этом осевые поверхности всех сжатых и изоклинальных складок остаются параллельны общей системе тектонической расслоенности (и всей зоне в целом), а шарниры обнаруживают в этой плоскости равномерное распределение от крутых к пологим.

Указанная закономерность находит и другое объяснение. В процессе прогрессивной деформации происходит постепенная переориентировка линейных структурных элементов (шарниров складок, минеральной и агрегатной линейности, линейности включений) из первоначального положения *b*-линейности в положение *a*-линейности, что приводит к их сильному рассеиванию в плоскости *ab* [35 и др.]. Это связано с неплоским характером деформации, приводящим к образованию языковых складок [1].

**Неоднородность деформации в зонах стресс-метаморфизма.** Прогрессивная деформация неизбежно порождает латеральную структурную зональность, которая выражается в том, что по простиранию зоны меняется степень деформированности вещества и количество этапов деформации (генераций складок). Но наблюдаемая латеральная зональность имеет еще и другую природу. Зонам стресс-метаморфизма нередко присуща крайняя неоднородность степени деформированности пород, при которой слабдеформированные участки размещаются в шахматном порядке, а между ними, разветвляясь и обтекая их, располагаются зоны интенсивной деформации (см. рис. 3). Получается нечто похожее на ячеистые структуры — обстоятельство очень важное, не привлекавшее пока еще должного внимания, но которое может найти хорошее объяснение в рамках представлений синергетики о кооперативных процессах, диссипативных структурах и автоколебательных системах. Эта закономерность скрадывается в гетерогенных слоистых толщах, но особенно хорошо видна в однородных средах. Так, на полигоне Вочеламбина в мощном однородном теле метагаббро наблюдается линзовидно-чешуйчатая структура с правильным чередованием линз в шахматном порядке, причем в центре линз сохраняется неизменная габбровая структура, а по краям развита интенсивная сланцеватость. В совокупности линзы образуют плотнейшую упаковку, что, по-видимому, оказывается энергетически наиболее выгодным. Такое же мозаичное расположение нередко обнаруживают и участки интенсивного развития мелкой складчатости: они образуют не линейно вытянутые зоны, что было бы естественно с позиций сдвиговой тектоники, а концентрируются на более или менее изометричных участках, между которыми можно не встретить ни одной складки.

Латеральная структурная зональность вдоль простираения зон стресс-метаморфизма изучена еще недостаточно, но это является важнейшей задачей дальнейшего исследования, поскольку выводит на более глубокое понимание механизма их образования. Неясно, во что переходят эти структуры по простираению. Согласно принципу совместимости деформации [7, 13, 35], должны существовать компенсирующие их структурные формы. Если при формировании зон стресс-метаморфизма присутствует компонента сжатия, а не только сдвига, то неясно, куда выжимается вещество по простираению зоны, как это выражается в изменении структурного рисунка смежных пород, как ориентированы и чем представлены компенсирующие структурные формы.

**Полихронность зон стресс-метаморфизма.** Однажды сформированная тектоническая расслоенность, являющаяся системой четкой плоскостной структурной анизотропии, в последующие этапы легко обновляется и служит фактором, координирующим структурный план наложенных деформаций. Это ярко иллюстрируется на полигоне Вочеламбина, где совмещены три разновозрастные системы кристаллизационной сланцеватости, относящиеся к двум, а возможно, даже и к трем тектоно-метаморфическим циклам, суммарно охватывающим интервал времени порядка 1 млрд. лет. По-видимому, даже в случае значительной переориентировки осей напряжений возобновление течения в рамках ранее сформированного тектонического потока оказывается энергетически более выгодным, чем формирование нового.

**Систематика зон стресс-метаморфизма** разработана пока еще недостаточно. Наиболее удобной представляется популярная за рубежом классификация следующего вида [33]. Зоны сдвига (*shear zones*) подразделяются на три группы: *brittle shear zones* (зоны хрупкого сдвига), *ductile-brittle shear zones* и *ductile shear zones*. Термин «сдвиг» употребляется здесь не в геологическом смысле (перемещение в горизонтальной плоскости), а в смысле деформации под действием произвольно ориентированной пары сил (см. рис. 4, в, з). С точки зрения механики сдвигом могут быть и сброс, и надвиг, и геологический сдвиг. Термин «*ductile*» в известном автору словарях имеет два перевода: пластичный и вязкий. Автору представляется более правильным переводить его как вязкий, имея при этом в виду вязкое тектоническое течение, т. е. процесс, для описания которого предполагается возможным использование модели вязкой среды. Поведение вязких сред описывается замкнутой системой уравнений неразрывности и Навье — Стокса в рамках хорошо разработанной теории классической гидромеханики. В противоположность этому использование термина «пластическое течение горных пород» предполагается процесс, который описывается другими физическими моделями в рамках теории пластичности, математический аппарат которой разработан лишь применительно к отдельным задачам и которая носит в целом феноменологический характер. Решение вопроса о том, какую модель — вязкое тело или пластическое — предпочесть для описания реального тектонического течения, помимо всего прочего зависит еще и от уровня рассмотрения. Если изучать процесс на микроуровне, то, согласно, например, представлениям О. Б. Гинтова и В. М. Исаев [4], вязким течением называется только диффузионное течение, причем считается, что оно происходило и происходит на таких глубинах, с которых породы никогда не попадают на поверхность и недоступны прямому наблюдению. С этой точки зрения мы изучаем только пластическое течение. Однако если рассматривать процесс на уровне пород и геологических тел, то тектоническое течение наиболее удовлетворительно описывается моделью вязкой ньютоновской среды [10 и др.], что и находит отражение в соответствующем переводе термина «*ductile*».

Рассмотренная классификация проста и практична, однако она охватывает только зоны сдвига, но не включает зоны сплющивания и не акцентирует внимание на возможности комбинированного действия сплющивания и простого сдвига. Кроме того, зоны стресс-метаморфизма, по-видимому, не бывают зонами чисто хрупкого сдвига, поскольку с



последними метаморфизм не связан. С учетом этих дополнений рассмотренная классификация может быть принята за основу систематики зон стресс-метаморфизма.

**Минерагения зон стресс-метаморфизма.** Зоны стресс-метаморфизма представляют большой интерес с точки зрения минерагении. Будучи зонами высокой проницаемости для флюидов, они в ряде случаев интерпретируются как рудопродводящие и рудоконтролирующие структуры (месторождения мусковитовых пегматитов Карело-Кольского региона [2, 3, 5], Тишинское, Габриэлевское, Иртышское и другие месторождения полиметаллов Рудного Алтая [14]). Зоны стресс-метаморфизма могут содержать значительные концентрации графита и служить поставщиком гранулированного кварца, являющегося сырьем для волоконной оптики. С мелкими жилками альпийского типа, приуроченными к зонам стресс-метаморфизма, могут быть связаны месторождения золота, как, например, Успенское [10]. Четкую практическую направленность получил в последние годы тектонофашиальный анализ, развиваемый школой Е. И. Паталахи. К границам тектонофашиальных зон могут быть приурочены различные геохимические барьеры, что благоприятствует отложению рудного вещества в пограничных зонах, которыми обычно являются вязкие разрывы. Нередко аллохтонные пластины, надвинутые по шарьяжам, экранируют сверху рудные залежи (месторождение Кадамджай). На материале структурных парагенезисов эпи- и мезозоны группой Е. И. Паталахи установлено, что в зависимости от интенсивности деформации в той или иной степени происходит изменение ранее сформированных рудных тел. В средних тектонофашиальных зонах происходит переориентировка рудных тел по отношению к кливажу, в высших все рудные тела приведены в положение, параллельное кливажу. В ряде случаев тектоническое течение является не главным рудообразующим фактором, а приводит лишь к некоторому перераспределению ранее образованной руды и формированию руд второй и третьей генерации на прежнем месте (месторождения железистых кварцитов Кольского полуострова). Однако даже в этом случае металлогеническое значение зон стресс-метаморфизма несомненно.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обнаруживается определенная инвариантность зон стресс-метаморфизма относительно времени (встречаются зоны любого возраста, от глубокого докембрия до современного), географического положения (они обнаружены на всех континентах), субстрата (зоны развиваются по любым типам пород), ориентировки (наблюдаются зоны, ориентированные по-разному), масштаба (размеры зон варьируют от сантиметров до сотен километров). Инвариантность заключается в том, что зоны стресс-метаморфизма в любом случае обладают всеми характерными признаками тектонического течения с присущей ему латеральной и вертикальной структурной зональностью, порожденной прогрессивной деформацией и зависимостью текучести от термодинамических условий.

## Список литературы

1. Алексеев В. Б. Справедливость принципа Дейла — Пампелли в свете находки языковых складок//Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 6. С. 1430—1432.
2. Алексеев В. Б. Структурный анализ и вопросы прогноза мусковитовых пегматитов Беломорья//Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 180—187.
3. Геология и пегматитоносность беломорид. Л.: Наука, 1985. 248 с.
4. Гинтов О. Б., Исая В. М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев: Наук. думка, 1988. 228 с.
5. Душейко С. И. Складки зон пластического сдвига, образованные в свекофенское время в беломорском комплексе//Геотектоника. 1984. № 4. С. 30—36.
6. Лодж А. С. Эластичные жидкости. М.: Наука, 1969. 464 с.
7. Лукьянов А. В. Некоторые методологические проблемы, возникающие при изучении тектонических деформаций//Изучение тектонических деформаций. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 5—32.

8. *Миллер Ю. В.* Основные принципы определения разновозрастности и последовательности развития структурных форм//Геотектоника. 1976. № 6. С. 99—108.
9. *Миллер Ю. В.* Структурное развитие метаморфических комплексов: современные представления//Геотектоника. 1983. № 4. С. 6—13.
10. *Паталаха Е. И.* Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970. 215 с.
11. *Паталаха Е. И., Смирнов А. В.* Термодинамическая систематика механизмов тектонического течения//Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. № 2. С. 446—449.
12. *Паталаха Е. И., Смирнов А. В.* Введение в морфологическую тектонику. М.: Наука, 1986. 148 с.
13. Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов/Отв. ред. Пейве А. В., Лукьянов А. В. М.: ГИН АН СССР, 1987. 236 с.
14. Структура линейментных зон динамометаморфизма/Отв. ред. Соловьев В. А., Чиков Б. М. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. 120 с.
15. *Чиков Б. М.* К методике исследования древних линейментных структур//Геология и геофизика. 1987. № 2. С. 14—19.
16. *Чиков Б. М.* Типы структурно-породных комплексов и принципы геологического картирования линейментных зон динамометаморфизма//Геология и геофизика. 1988. № 1. С. 18—26.
17. *Эз В. В.* О роли изоклиальной складчатости в структуре беломорид//Геотектоника. 1967. № 3. С. 69—81.
18. *Эз В. В.* Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра, 1978. 191 с.
19. *Эз В. В.* Складкообразование в земной коре. М.: Недра, 1985. 240 с.
20. *Bak J., Korstgård J., Sørensen K.* A major shear zone within the Nagssugtoqidian of West Greenland//Tectonophysics. 1975. V. 27. № 3. P. 191—209.
21. *Beach A.* The measurement and significance of displacements on Laxfordian shear zones, North-West Scotland//Proc. Geol. Assoc. 1974. V. 85. № 1. P. 13—21.
22. *Begg G., Burg J. P., Wilson C. J. L.* Ductile and brittle deformation in the Cann Valley Granitoids, Victoria//Austral. J. Earth Sci. 1987. V. 34. № 1. P. 95—110.
23. *Berthe D., Brun J. P.* Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican Shear Zone, France//J. Struct. Geol. 1980. V. 2. № 1—2. P. 127—133.
24. *Bhattacharya A. R., Siawal A.* A phenomenon of unusual flattening in folds associated with a Himalayan thrust//Geol. en mijnbouw. 1985. V. 64. № 2. P. 159—165.
25. *Caby R., Arthaud M.* Major precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceara, Northeast Brasil//Geology. 1986. V. 14. № 10. P. 871—874.
26. *Cobbold P. R.* Description and origin of banded deformation structures. 1. Regional strain, local perturbations, and deformation bands//Canad. J. Earth Sci. 1977. V. 14. № 8. P. 1721—1731.
27. *Cobbold P. R.* Description and origin of banded deformation structures. 2. Rheology and the growth of banded perturbations//Canad. J. Earth Sci. 1977. V. 14. № 11. P. 2510—2523.
28. *Coward M. P.* Strain within ductile shear zone//Tectonophysics. 1976. V. 34. № 3, 4. P. 181—197.
29. *Fleuty M. J.* Tectonic slides//Geol. Mag. 1964. V. 101. № 5. P. 452—456.
30. *Grocott J., Watterson J.* Strain profile of a boundary within a large ductile shear zone//J. Struct. Geol. 1980. V. 2. № 1, 2. P. 111—117.
31. *Jegouzo P.* The South Armorican shear zone//J. Struct. Geol. 1980. V. 2. № 1, 2. P. 39—47.
32. *Ramsay J. G.* Folding and fracturing of rocks. N. Y.: McGraw-Hill, 1967. 568 p.
33. *Ramsay J. G.* Shear zone geometry: a review//J. Struct. Geol. 1980. V. 2. № 1, 2. P. 83—99.
34. *Ramsay J. G., Graham R. H.* Strain variation in shear belts//Canad. J. Earth Sci. 1970. V. 7. № 3. P. 786—813.
35. *Ramsay J. G., Huber M. I.* The techniques of modern structural geology. V. 1. Strain analysis. L.: Acad. Press, 1983. 307 p.
36. *Ramsay J. G., Huber M. I.* The techniques of modern structural geology. V. 2. Folds and fractures. L.: Acad. Press, 1987. 700 p.

Геологический институт  
КНИЦ АН СССР, Апатиты,  
184200

Поступила в редакцию  
9.III.1989

УДК 551.056

© 1990 г.

КЕРИМОВ В. Ю., МАМЕДОВ Т. А., АВЕРБУХ Б. М.,  
НИФТИЕВ Ш. И.**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ  
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ  
И СЕВЕРО-ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ**

В результате обработки и переинтерпретации геофизических данных были составлены структурные карты и схемы по поверхностям  $M$  и консолидированной коры, а также схематическая карта мощностей консолидированной коры региона. По анализу магнитного поля и скоростям распространения сейсмических колебаний выделены и систематизированы различные типы фундамента. Установлены различные формы структурных соотношений поверхностей мантии и фундамента (обратная положительная, обратная отрицательная, смещенная и вогнуто-плоская). Сделан вывод о том, что земная кора исследуемого региона является континентальной корой платформенного типа. Установлено, что до начала палеозоя Прикаспийская мегасинеклиза и исследуемая часть Северо-Туранской плиты являлись единой геотектонической областью и были разграничены лишь в позднем палеозое Северо-Устьуртским разломом.

Основной задачей проводимых исследований было выяснение структурно-морфологических особенностей поверхности и подошвы консолидированной части земной коры зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Северо-Туранской плиты, а также установление характера структурных взаимосвязей этих поверхностей.

Тектоническая природа зоны сочленения Прикаспийской мегасинеклизы и Северо-Туранской плиты исследовалась в работах А. Д. Архангельского, А. Л. Яншина, Р. Г. Гарецкого, Н. В. Неволина, Б. Ф. Дьякова, А. Е. Шлезингера, А. И. Летавина, В. С. Днепровы, В. С. Мильничука, Н. Я. Кунина, Г. Е.-А. Айзенштадта, А. И. Димакова, Н. А. Калинина, Р. Б. Сапожникова, Ю. А. Воложа, И. Б. Даляна и др. Были высказаны различные и порой взаимоисключающие представления по этому вопросу. Вместе с тем глубинное строение названного региона остается неясным и до настоящего времени.

Первостепенное значение для выяснения глубинного строения исследуемой зоны и проведения тектонического районирования региона по особенностям строения земной коры имеет достоверная информация о рельефе поверхности консолидированной коры и верхней мантии, а также характер их структурных соотношений. В то же время объективное решение этих задач лимитируется: фрагментарностью и эпизодичностью проведенных геофизических исследований, а также отсутствием достаточно информативного уровня полученных геофизических материалов; большой глубиной залегания маркирующих сейсмических горизонтов ( $T_{\phi}$  и  $M$ ), отождествляемых с поверхностями складчатого фундамента и верхней мантии; отсутствием надежных методических приемов сейсморазведки, позволяющих уверенно картировать геологические границы на больших глубинах. Все это определило существование весьма субъективных многовариантных схем геологического строения и развития региона.

По результатам проведенных исследований устанавливается, что земная кора региона относится к платформенному континентальному типу и состоит из двух основных слоев — осадочного и консолидированного, разделенных четкой сейсмической границей  $T_{\phi}$ . Последний слой подстилается подкоровым субстратом.

Осадочный слой характеризуется сложной композицией геологических тел, сформированных в различных геотектонических и палеогеографических обстановках. Палеозойский интервал осадочного чехла При-

каспийской мегасинеклизы Восточно-Европейской платформы резко отличается от разновозрастных образований Северо-Туранской плиты по степени дислоцированности и метаморфизма. Внутри осадочного чехла (палеозойская часть) Прикаспийской мегасинеклизы выделяются следующие опорные сейсмические горизонты, позволяющие судить о его внутреннем строении:  $P_1$  — поверхность подсолевых отложений;  $b$  — размытая поверхность девонско-нижнекаменноугольных отложений;  $P_1^1$  — подошва артинских отложений;  $P_2$  — размытая поверхность верхневизейско-нижнебашкирских отложений;  $P_2^1$  — поверхность доверхневизейских отложений;  $P_2^{11}$  — поверхность досредневизейских отложений;  $P_3$  — поверхность додевонских отложений;  $P_4$  — граница внутри нижнепалеозойских отложений. В пределах Северо-Туранской плиты в палеозойском разрезе выделяются сейсмический преломляющий горизонт  $T_3$  (поверхность доверхнепермских отложений) и отражающие горизонты VI и VII (поверхности верхней перми и доверхнепермских образований соответственно).

Консолидированная кора, с поверхностью которой связаны преломляющий горизонт  $T_\Phi$  и отражающий горизонт  $P_\Phi$ , характеризуется различными магматическими образованиями, региональным метаморфизмом и высокой степенью дислоцированности пород. Такая сложная внутренняя структура консолидированной коры обусловила регистрацию рефрагированных и преломленных волн от ее поверхности. Эти волны характеризуются слабым затуханием, низкой частотой и сложной интерференционной записью. Анализом материалов сейсморазведки констатируется, что внутри консолидированной коры исследуемого региона отсутствует регионально выделенная сейсмическая граница, которую можно было бы принять в качестве границы Конрада (К), являющейся разграничителем «базальтового» и «гранитного» слоев, согласно классической модели строения земной коры. На это обстоятельство указывал ряд исследователей [7, 23, 27 и др.]. Однако следует отметить, что внутри консолидированной коры, которая является неоднородно-градиентной средой, регистрируются отдельные устойчивые отражающие площадки, прослеживаемые на различных глубинах и имеющие различные углы падения. При этом внутри консолидированной коры скорость распространения сейсмических волн возрастает по глубине. Учитывая это, при изучении тектонической расслоенности этой части земной коры целесообразно было бы использовать скорость распространения сейсмических волн и градиент ее изменения по работам [22, 23, 26 и др.]. Их авторами в консолидированной части земной коры континентального типа выделяются три основных слоя, существующих различающихся между собой по ряду геофизических характеристик, — верхний, промежуточный и нижний. Такая модель, по нашему мнению, более правдоподобна, чем существующая классическая модель.

Подкорковый субстрат характеризуется сравнительно однородным минеральным составом и физическим состоянием, о чем свидетельствуют очень стабильные значения скоростей распространения продольных сейсмических волн по его поверхности (8,1—8,2 км/с). С поверхностью подкорового субстрата (верхней мантии) отождествляется резкая субгоризонтальная преломляющая граница — граница Мохоровичича (М), которая, вероятно, отвечает преимущественно петрографической границе раздела верхняя мантия — кора и принимается в качестве подошвы земной коры. Помимо преломляющей границы М выделяется также и отражающая граница, которая на отдельных участках совпадает с этой границей. Нами при построениях в качестве поверхности верхней мантии была использована преломляющая граница.

По результатам графоаналитической обработки полученных результатов и переинтерпретации материалов сейсморазведки были составлены структурные карты и схемы по поверхности Мохоровичича (горизонт М) и консолидированной коры (преломляющий горизонт  $T_\Phi$  и отражающий —  $P_\Phi$ ), а также схематическая карта мощностей консолидированной коры (рис. 1—3).

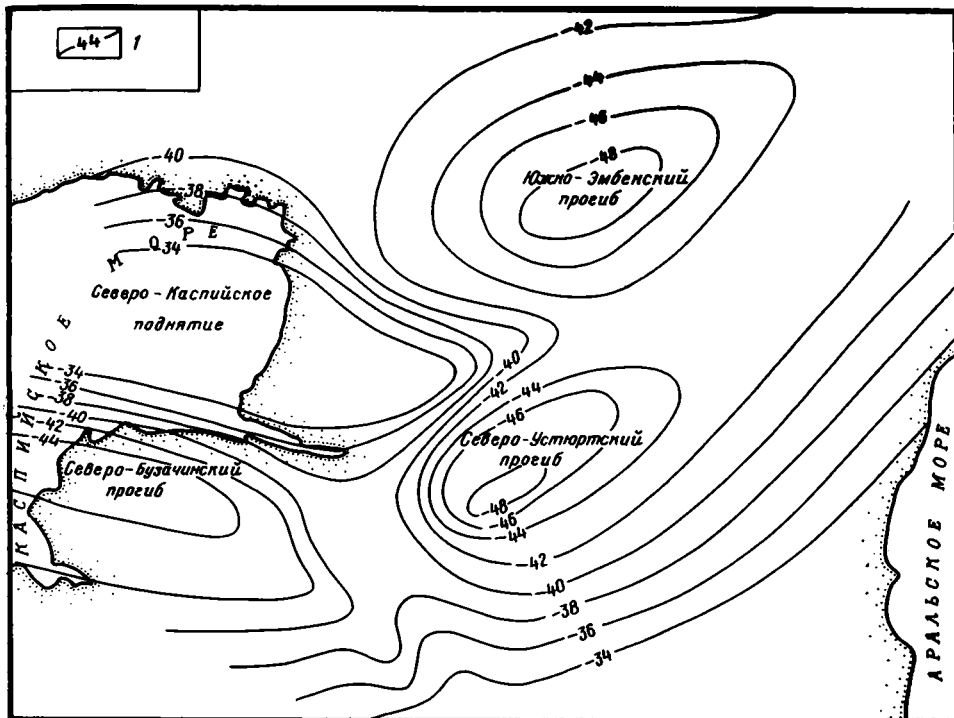


Рис. 1. Схема изоглубин (в км) поверхности М зоны сочленения Прикаспийской мега-синеклизы и Северо-Туранской плиты (по материалам Туранской геофизической экспедиции треста «Спецгеофизика», ВНИГРИ и др.)

Согласно схеме изоглубин поверхности М, в западной части региона вырисовывается незамкнутая положительная структура — Северо-Каспийское поднятие, которое разделяет, подобно клину, глубокую впадину, оконтуриваемую по изогипсе  $-42$  км, на два прогиба — Южно-Эмбенский на севере и Северо-Устьюртский на юге (см. рис. 1).

Южно-Эмбенский прогиб, по нашим построениям, представляется слегка дугообразно изогнутой структурой близширотного простираения, обращенной выпуклой стороной к юго-юго-востоку, где выделяется Северо-Устьюртский прогиб, который простирается в северо-восток — юго-западном направлении. Северо-Устьюртский и Северо-Бузачинский прогибы разделены Култукской седловиной. Северо-Бузачинский прогиб — незамкнутая отрицательная структура близширотного простираения длиной около 200 км, ограниченная с севера южным склоном Северо-Каспийского поднятия. К югу от Северо-Устьюртского прогиба отмечается воздымание подошвы земной коры до отметки  $-34$  км, где, по всей вероятности, расположен крупный выступ по поверхности М.

Вышеотмеченный пояс прогибов, простирающийся по периферии Северо-Каспийского поднятия, прерывается двумя поперечными, явно и неявно выраженными положительными структурами — Култукской седловиной и седловиной между Южно-Эмбенским и Северо-Устьюртским прогибами — и, по всей вероятности, далее на северо-востоке переходит в Примугоджарский прогиб по поверхности М.

Для оценки глубинного строения региона помимо данных о рельефе поверхности и подошвы консолидированной коры важное значение имеют данные о внутреннем строении консолидированной коры. Как уже отмечалось выше, в пределах исследуемого региона внутри консолидированной коры, по данным ГСЗ и КМПВ, не выделяется граница К; в то же время, по данным сейсмологических исследований [12], в нижней части консолидированной коры выделяется горизонт «Б», который идентифицируется как поверхность «базальтового» слоя (согласно классической модели, разработанной на основании сейсмологических исследований).

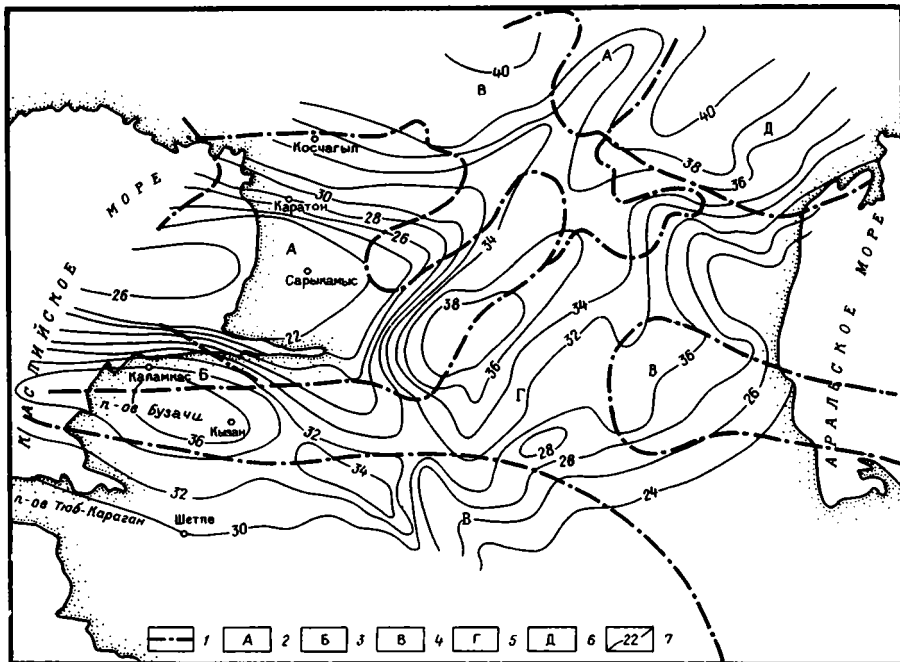


Рис. 2. Схематическая карта распределения литофизических зон фундамента (по комплексным данным граничных скоростей сейсмических волн и аномалий магнитного поля) и мощностей консолидированной коры в районе сочленения Прикаспийской мегасинеклизы и Северо-Туранской плиты

1 — границы различных литофизических зон, фундамента; 2, 3 — высокоскоростной фундамента: 2 — с положительными аномалиями магнитного поля (тип А), 3 — с отрицательными аномалиями магнитного поля (тип Б); 4, 5 — среднескоростной фундамента: 4 — с положительными аномалиями магнитного поля (тип В), 5 — с отрицательными аномалиями магнитного поля (тип Г); 6 — низкоскоростной фундамента с отрицательными аномалиями магнитного поля (тип Д); 7 — изопакеты консолидированной коры, км

Если принять за основу вышеуказанную модель, то эта граница должна соответствовать поверхности нижнего слоя консолидированной коры. На некоторых участках профилей МОВЗ выше горизонта Б выделяется граница Г<sub>1</sub> [12]. По всей вероятности, этот горизонт отвечает подошве верхнего, высокоградиентного и высокоскоростного слоя.

Учитывая изложенное, основные характеристики консолидированной коры региона представляются в следующем виде.

1. Мощность консолидированной коры изменяется в широких пределах — от 22 до 40 км. Между мощностью консолидированной коры и глубиной залегания ее подошвы наблюдается прямая связь — на участках, где ее мощность больше, подошва консолидированной коры погружается на большие глубины, и наоборот. На большей части рассматриваемого региона между мощностями консолидированной коры и осадочного чехла четко наблюдается обратная корреляция. Такая связь скорее всего обусловлена действием изостатических сил (рис. 2).

2. В пределах Северо-Устьюртско-Бузачинской тектонической зоны мощность верхнего высокоскоростного ( $V_{gp} = 5,5-6,3$  км/с) и высокоградиентного (вертикальный градиент скорости  $0,03-0,05$  с<sup>-1</sup>) слоя консолидированной коры составляет 12—22 км; мощность промежуточного высокоскоростного ( $V_{gp} = 6,4-6,7$  км/с) и низкоградиентного (вертикальный градиент скорости  $0,00-0,04$  с<sup>-1</sup>) слоя составляет 5—10 км; мощность нижнего высокоскоростного ( $V_{gp} = 6,8-7,6$  км/с) и высокоградиентного (вертикальный градиент скорости  $0,05-0,1$  с<sup>-1</sup>) слоя консолидированной коры составляет 10—17 км. В пределах Прикаспийской мегасинеклизы (в исследуемой зоне) мощности верхнего, промежуточного и нижнего слоев консолидированной коры составляют соответственно

0—20, 5—7 и 15—22 км. Вышеуказанным физическим слоям консолидированной коры сверху вниз, по всей вероятности, соответствуют гранитно-метаморфический слой, слой основных пород и слой ультраосновных пород. Уменьшение мощности консолидированной коры происходит в основном за счет сокращения мощности верхнего и промежуточного слоев.

3. В некоторых районах региона сокращается, а иногда полностью выклинивается верхний—высокоградIENTный—слой; существенно сокращается, местами идо полного исчезновения, промежуточный—низкоградIENTный—слой. Следовательно, в этих районах (акватория Северного Каспия и прилегающая суша восточного побережья) консолидированная кора состоит почти полностью из пород высокоскоростного слоя, или «катазоны» [7]. Земная кора в этих районах по своим геофизическим характеристикам приближается к субконтинентальному типу земной коры.

4. Для консолидированной коры, которая является неоднородно-градIENTной средой, характерно большое число устойчивых отражающих площадок с различными углами падения на различных глубинах. Это скорее всего связано с неоднородным вещественным составом консолидированной коры.

Данные о вещественном составе пород, слагающих консолидированную кору, полученные в результате бурения, имеют дискретный характер и, как правило, относятся лишь к самым приповерхностным зонам консолидированной коры. В связи с этим для прогнозирования вещественного состава пород, слагающих верхние части консолидированной коры, применяются косвенные методы. Одним из таких методов является комплексное использование данных о значениях граничных скоростей сейсмических волн и аномального магнитного поля [19]. Учитывая все это, в пределах рассматриваемого региона нами выделяются следующие типы фундамента: типа А характеризуется высокими граничными скоростями сейсмических колебаний ( $V_{гp}$ ) в 6,4—7,2 км/с и положительной аномалией магнитного поля (АМП); тип Б—высокоскоростной фундамент с отрицательной АМП; тип В, характеризующийся средними граничными скоростями сейсмических колебаний ( $V_{гp}=6,1—6,3$  км/с) с положительной АМП; тип Г—среднескоростной фундамент с отрицательной АМП; тип Д—низкоскоростной ( $V_{гp}=5,2—6,0$  км/с) фундамент с отрицательной АМП.

Первый тип фундамента (А) имеет широкое распространение и сложен, вероятно, основными и ультраосновными породами [2, 19]; второй тип (Б) также сложен этими породами, однако здесь скорее всего отсутствуют ферромагнетики; третий тип (В) представлен, вероятно, основными магматическими и метаморфическими породами; четвертый тип (Г) сложен метаморфическими, возможно, также и магматическими образованиями среднего состава; пятый тип (Д) выделяется в пределах Северо-Западного Приаралья (см. рис. 2). Из совокупного анализа данных бурения и геофизических данных следует, что фундамент в этом районе представлен метаморфическими породами низких стадий регионального метаморфизма с преобладанием сланцев, т. е. породами «эпизоны» [8].

В пределах исследуемого региона фундамент перекрыт мощной толщей пород осадочного чехла и только в некоторых районах глубина залегания фундамента становится доступной для изучения его бурением. В таких условиях основным методом изучения строения поверхности фундамента (консолидированной коры), с которой почти повсеместно связано возникновение преломленных и рефрагированных волн, является корреляционный метод преломленных волн (КМПВ).

Обоснование возраста консолидации фундамента представляется весьма важным с научной и практической точек зрения, поскольку это дает возможность конкретизировать природу и стратиграфический диапазон осадочного чехла, установить характер взаимоотношений между фундаментом и осадочным чехлом и перспективы его нефтегазоносности.

В пределах южной и юго-восточной части Прикаспийской мегасинеклизы возраст консолидации фундамента принимается многими исследо-

вателями как докембрийский (байкальский), что разделяется и нами. Вопрос о возрасте консолидации фундамента рассматриваемой части Северо-Туранской плиты остается предметом острой дискуссии. Как известно, первоначально считалось, что фундамент этой зоны было консолидирован лишь в герцинское время, однако в последнее время получило достаточно широкое развитие мнение о более древней, вплоть до архейского возраста, консолидации фундамента.

В настоящее время широко известны многочисленные варианты тектонических схем, выполненные в разное время А. Д. Архангельским (1923, 1932), А. Л. Яншиным (1951, 1955, 1962 и др.), М. Н. Казаковым (1957), Э. Э. Фотиади (1958), Р. Г. Гарецким (1960), Н. В. Неволиным (1961), Н. Я. Куниным (1968, 1971), Р. Б. Сапожниковым (1970, 1973 и др.), М. В. Муратовым (1981), А. И. Димаковым (1984, 1986 и др.), Ю. А. Воложем (1987 и др.) и др. Большинство исследователей в пределах исследуемой части Северо-Туранской плиты выделяют фундамент древней — догерцинской — консолидации. Здесь с поверхностью консолидированной коры отождествляется преломляющий сейсмический горизонт  $T_{\phi}$  с граничной скоростью 5,9—6,4 км/с, который при привязке к скважинам, пробуренным на площадях Коскала, Мончаклы, Базайская, Кызылойская и др., соответствует поверхности интенсивно дислоцированных и регионально метаморфизованных пород архейско-протерозойского возраста. Это позволяет прийти к заключению о том, что возраст консолидации фундамента рассматриваемой зоны является докембрийским, скорее всего байкальским. Такое мнение ранее высказывалось и в работах [1, 5, 6, 9, 10, 15, 16, 21, 24 и др.].

О докембрийском возрасте пород, с поверхностью которых связан сейсмический горизонт  $T_{\phi}$ , косвенно свидетельствуют также большие мощности вышележащих палеозойских образований. На площадях Северные Бузачи, Култай, Северный Караканбас и др. между вскрытыми палеозойскими отложениями и горизонтом  $T_{\phi}$  залегает толща пород мощностью 4—7 км. Комплекс пород, ограниченный сверху преломляющим горизонтом  $T_3$  или отражающими горизонтами VI (VII), а снизу —  $T_{\phi}$ , имеет сравнительно слабую дислоцированность, однако эта дислоцированность может быть обусловлена частыми воздействиями соседних геосинклинальных областей (Центральный Казахстан, Урал, Мангышлак). На степень дислоцированности пород оказали влияние инверсия Центрального Мангышлака и Южно-Эмбенской зоны, а в более позднее время — складчатые движения средиземноморского альпийского пояса.

Вскрытые отложения палеозойского возраста рассматриваемой части Северо-Туранской плиты не достигли начальной зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, что совершенно не согласуется с выводами некоторых исследователей — сторонников мнения о герцинском возрасте консолидации фундамента — об их геосинклинальной природе [3]. По своей тектонической природе палеозойские, а также триасовые отложения рассматриваемой части Северо-Туранской плиты относятся к промежуточному комплексу.

Кроме того, внутри этой толщи, по данным КМПВ, выделяется преломляющая граница  $T_4$  (с граничной скоростью 5,8—6,2 км/с), характеризующая субгоризонтальную поверхность, которая исходя из сходного гипсометрического положения с отражающим горизонтом «б» соответствует размытой поверхности девонско-нижнекаменноугольных отложений. Это свидетельствует о том, что в докунгурском разрезе Северного Устюрта развиты пологозалегающие (углы наклона 10—12°) палеозойские образования платформенного облика [8, 11].

На сейсмических профилях, проходящих через Прикаспийскую мегасинеклизу и Северный Устюрт, отчетливо видно, что сейсмическая граница  $T_{\phi}$ , являющаяся подошвой осадочного чехла и характеризующаяся граничной скоростью 6,0—6,6 км/с, хорошо увязывается с аналогичным преломляющим горизонтом в южной и юго-восточной частях Прикаспийской мегасинеклизы, который, как уже отмечалось выше, приурочен к кровле байкальского фундамента и обладает теми же граничными скоростями.



Рассматриваемая часть Северо-Туранской плиты в основном характеризуется относительно спокойным характером магнитного и гравитационного полей с малоинтенсивными аномалиями изометрических форм, имеющими незначительные размеры, которые резко отличаются от линейных и интенсивных аномалий, характерных для Южно-Туранской плиты и других складчатых областей каледонского и герцинского возраста. Д. П. Касаткин [17] на основании анализа аэромагнитных данных пришел к выводу о том, что геологическое строение юго-восточной части Прикаспийской мегасинеклизы и Северного Устюрта весьма сходно. Этот вывод подтверждают также данные гравиметрии — карта остаточных аномалий силы тяжести, составленная В. И. Шрайбманом и В. С. Стручковым в 1985 г. Таким образом, становится очевидным, что западная часть Северо-Туранской плиты по своей геологической природе резко отличается от остальной территории, занимаемой этой плитой, а также от Южно-Туранской плиты. Особенности наблюдаемых естественных геофизических полей позволяют сделать вывод о существовании единого Северо-Устюртского массива с древним консолидированным фундаментом. Подобное мнение ранее высказывалось в ряде работ [13, 27 и др.].

Северный Устюрт в качестве продолжения Русской плиты выделял еще Э. Зюсс на своей тектонической схеме. Эту идею развивал также А. Д. Архангельский (1923), выделяя Устюрт в виде погребенного горста Русской докембрийской платформы. В последующие годы к этому мнению пришли также А. Н. Мазарович (1938), О. С. Вялов (1939), Э. Э. Фотиади (1955), А. А. Богданов (1964), А. А. Бакиров и др. (1968), Н. Я. Кунин (1968, 1971, 1974), Р. Б. Сапожников (1970, 1973) и мн. др. Северо-Бузачинское поднятие также имеет докембрийское основание (М. Ф. Мирчинк и др., 1974) и расположено в пределах единого обширного и сложного Южно-Эмбенского авлакогена (Айзенштадт Г. Е.-А., Слепакова Г. И., 1978, 1981). Такое мнение нашло свое отражение на тектонической карте Средней Азии под редакцией В. В. Семеновича, С. П. Максимова и К. К. Макарова (1979) и подтверждается данными космофотосъемки. Отмечено, что на космических снимках фототоны районов Бузачинского свода и Южной Эмбы практически тождественны.

С учетом всего вышесказанного можно обоснованно полагать, что имеющийся в настоящее время геолого-геофизический материал позволяет датировать возраст консолидации фундамента рассматриваемой части Северо-Туранской плиты как байкальский, так же как в южной и в юго-восточной прибортовых зонах Прикаспийской мегасинеклизы с тем лишь отличием, что там фундамент подвергался, возможно, дроблению в течение дальнейших тектонических эпох [14, 27 и др.].

Для выяснения структурно-морфологических особенностей поверхности байкальского фундамента региона была составлена структурная карта по этой поверхности с учетом всех имеющихся геолого-геофизических материалов (рис. 3).

Как видно из рис. 3, в пределах территории картируется сложная система тектонических нарушений, состоящая из ортогональных и разно-ранговых разломов, которые расчленили фундамент на ряд крупных тектонических блоков, имеющих форму неправильных многоугольников и характеризующихся различными магнитными и гравитационными полями и глубинами залегания поверхности фундамента. При классификации разломов нами выделяются три типа разломов: глубинные, региональные I порядка и региональные II порядка. Выделяемые глубинные разломы по своему типу относятся к коровым, причем они образуют здесь две пары разломов (парные глубинные разломы): на севере — Северо-Устюртский и Туресайский, а на юге — Южно-Бузачинский и Северо-Каратауский разломы. Последняя пара в направлении к востоку постепенно сближается, трансформируясь далее в единый Центрально-Устюртский разлом. В качестве региональных разломов I порядка нами принимаются те разломы, которые имеют большие глубины заложения и разделяют крупные тектонические структуры (блоки). Региональные разломы II порядка также характеризуются большой протяженностью и глу-

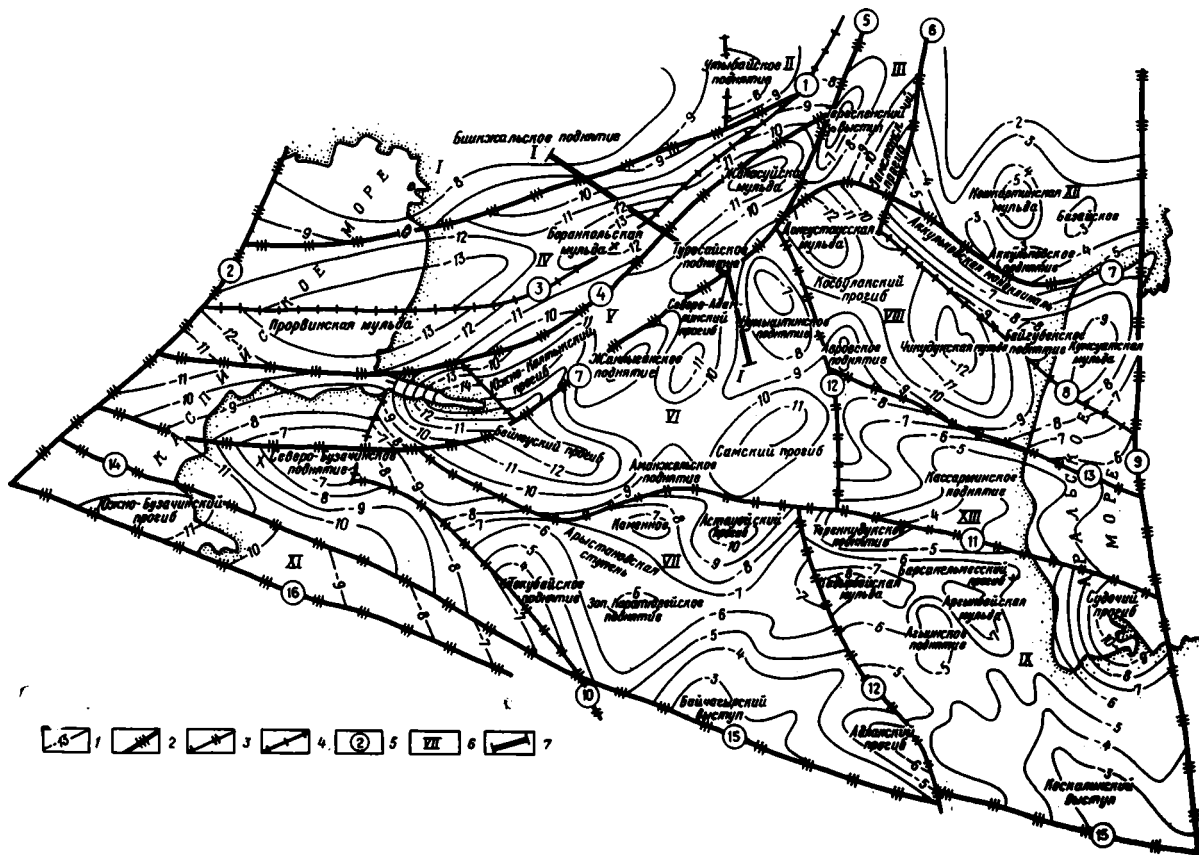


Рис. 3. Структурная карта поверхности консолидированной коры зоны сочленения Прикаспийской мегасинеклизы и Северо-Туранской плиты

1 — стратоизогипсы поверхности консолидированной коры, км; 2 — глубинные разломы; 3 — региональные разломы I порядка; 4 — региональные тектонические разломы II порядка; 5 — номера разломов: 1 — Утыбайский, 2 — Аграхано-Гурьевский, 3 — Южно-Эмбенский, 4 — Туресайский, 5 — Терескенский, 6 — Главный Уральский, 7 — Северо-Устьюртский, 8 — Северо-Косбулакский, 9 — Западно-Аральский, 10 — Токубайский, 11 — Белеулинский, 12 — Самский, 13 — Южно-Косбулакский, 14 — Южно-Бузачинский, 15 — Центрально-Устьюртский, 16 — Северо-Каратаусский; 6 — номера тектонических блоков: I — Северо-Эмбенский, II — Утыбайский, III — Терескенский, IV — Южно-Эмбенский, V — Краевой, VI — Бейнеуско-Самский, VII — Арыстано-Байчагырский, VIII — Косбулакский, IX — Барсакелмесский, X — Северо-Бузачинско-Токубайский, XI — Южно-Бузачинский, XII — Аккульковско-Базайский, XIII — Кассарминский; 7 — линия геолого-геофизического профильного разреза (рис. 4)

биной заложения. Эти разломы являются границами тектонических структур II порядка.

Всего в исследуемом районе в пределах фундамента можно выделить 13 тектонических блоков: Южно-Эмбенский, Северо-Эмбенский, Утыбайский, Краевой, Терескенский, Северо-Бузачинско-Токубайский, Южно-Бузачинский, Бейнеуско-Самский, Арыстано-Байчагырский, Косбулакский, Кассарминский, Аккульковско-Базайский, Барсакелмесский. В пределах каждого из этих блоков выделяется ряд структур низших порядков.

Пространственное положение выделенных тектонических блоков по фундаменту и составляющих их структур показано на рис. 3, 4.

Изучение структурно-морфологических особенностей поверхности и подошвы консолидированной коры показывает, что в четырех районах исследуемого региона обнаружены существенные различия в структурных соотношениях поверхности фундамента и верхней мантии. Используя классификацию Н. А. Беляевского [20], можно выделить здесь и следующие формы структурных соотношений поверхностей мантии и фундамента: 1. Обратная положительная форма — Северо-Бузачинскому прогибу по поверхности верхней мантии соответствует одноименный свод фундамента. 2. Обратная отрицательная форма — Северо-Каспийскому поднятию по поверхности верхней мантии соответствует Прорвинская мульда по поверхности консолидированной коры. 3. Сложная (смещенная) форма — Южно-Эмбенскому прогибу по поверхности М со смещением на юг соответствует северо-восточная часть Тугаракчанского прогиба. 4. Вогнуто-плоская форма — Северо-Устюртскому прогибу верхней мантии соответствует седловина между Самским и Бейнеусским прогибами.

В заключение необходимо отметить, что земная кора исследуемого региона, как уже отмечалось выше, является континентальной корой платформенного типа. Однако некоторые исследователи [8, 25 и др.] в пределах акватории Северного Каспия и его восточного побережья выделяют так называемую субокеаническую кору, что представляется нам дискуссионным, поскольку в этом районе для окончательного суждения о природе коры все еще недостаточен имеющийся геофизический материал. Так, основанием для выделения здесь, по мнению указанных выше исследователей, «субокеанической» коры являются высокие значения граничных скоростей по поверхности консолидированной коры. Однако, по нашему мнению, в этих районах регистрируется поверхность наиболее древнего фундамента, полностью переработанного в процессе развития Южно-Эмбенского внутриконтинентального рифта, а по периферии этой зоны регистрируется поверхность фундамента, в меньшей степени подвергшаяся изменениям в последующих тектонических эпохах. Поэтому представляется правомерным выделение здесь земной коры субконтинентального типа.

При такой трактовке глубинного строения региона можно прийти к выводу о том, что Прикаспийская мегасинеклиза и исследуемая часть Северо-Туранской плиты (территория, расположенная западнее Западно-Аральского и севернее Южно-Бузачинского и Центрально-Устюртского глубинных разломов) до начала палеозоя являлись единой геотектонической областью.

По всей вероятности, в рифейское время в результате подъема пород верхней мантии (мантийный диапир) в западной части юго-восточной прибортовой зоны Прикаспийской мегасинеклизы (в современном тектоническом плане) образовалось сводовое поднятие, произошло утонение и горизонтальное растяжение земной коры и заложился Южно-Эмбенский внутриконтинентальный рифт (палеорифт). В заложении и развитии рифта кроме подкорковых процессов важную роль играли продольные глубинные разломы, формировавшиеся в результате возникновения Уральской геосинклинальной области в раннерифейское время [1], раскола Мегаети и отделения Устюртского плато от Восточно-Европейского континента [4], т. е. образования Прикаспийской мегасинеклизы. Одна-

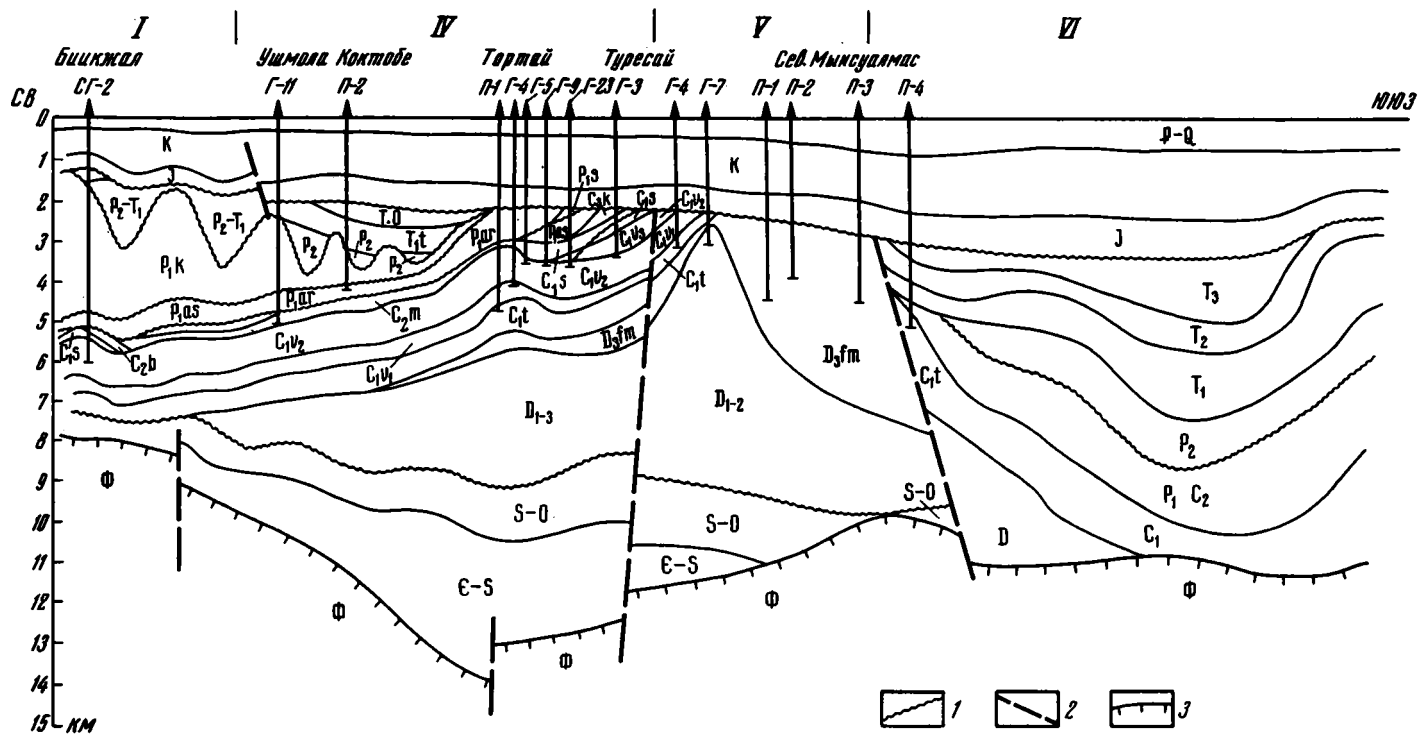


Рис. 4. Геолого-геофизический разрез по линии I-I (см. рис. 3). Отношение горизонтального и вертикального масштабов 1:5  
 1 — поверхности размыва, 2 — разломы, 3 — поверхность фундамента

ко Южно-Эмбенский рифт не смог перерасти в океан. В рифте происходило накопление терригенных, вулканогенных и вулканогенно-терригенных образований. Интенсивное прогибание Южно-Эмбенской зоны, южной границей которой являлся Северо-Устюртский глубинный разлом, продолжалось до начала позднего палеозоя. В позднем палеозое эта зона подвергалась интенсивным деформациям сжатия и испытала поднятие, тогда как в соседних районах продолжались интенсивные прогибания. Такая трактовка истории геологического развития Южно-Эмбенского поднятия, основанная на имеющихся геолого-геофизических данных, подтверждает мнение о том, что Южно-Эмбенская положительная структура была зложена в допалеозойское время и развивалась вплоть до юрского времени. Такое мнение подкрепляется следующим обстоятельством. Как известно, в докунгурском разрезе Прикаспийской мегасинеклизы выделяется ряд сейсмических горизонтов —  $P_2$ ,  $P_2^1$ ,  $P_2^{11}$ ,  $P_3$ ,  $P_4$ , которые вблизи Северо-Устюртского разлома уже не прослеживаются. Это позволяет сделать вывод о том, что Северо-Устюртский разлом является южной границей распространения докунгурских отложений Прикаспийского типа.

В кунгурское время в пределах Прикаспийской мегасинеклизы происходит накопление мощных соленосных образований, а на остальной территории исследуемого региона отложения кунгурского яруса неизвестны. В это же время Южно-Эмбенское поднятие представляло собой в рельефе орогенный барьер южной границы распространения кунгурского соленосного бассейна. Однако следует отметить, что в районе подсолевого поднятия Пионерское шарнир Южно-Эмбенского поднятия испытывает ундуляцию, а затем продолжается уже юго-юго-западнее, в районе Южное. Если учесть это обстоятельство, то мы должны допустить возможность связи кунгурских бассейнов Бейнеусской впадины и Прикаспийской мегасинеклизы через эту седловину. Учитывая все имеющиеся на сегодняшний день данные, мы можем прийти к выводу о том, что кунгурская граница Прикаспийской мегасинеклизы и Северо-Туранской плиты проходит по южной береговой линии кунгурского соленосного бассейна. Определить границу Прикаспийской мегасинеклизы и Северо-Туранской плиты по мезозойско-кайнозойскому комплексу отложений дело весьма сложное. По всей вероятности, начиная с позднепермского времени эти структуры вновь входят в единую геотектоническую область. Мезозойско-кайнозойские отложения, вскрытые скважинами в пределах этих структур, по литологическому составу весьма похожи. Структурные элементы мезозойско-кайнозойского комплекса Прикаспийской мегасинеклизы хорошо прослеживаются также и в западной части Северо-Туранской плиты. Границу этих структур можно лишь условно провести по южной границе распространения структур, сформировавшихся в результате проявления галокинеза.

#### Список литературы

1. Акимов А. А., Меняйленко Г. П. Значение глобальной тектоники для изучения нефтегазоносности Прикаспийской мегасинеклизы // Нефтегазоносность Прикаспийской впадины и сопредельных районов. М.: Наука, 1987. С. 159—161.
2. Бабаджанов Т. Л., Шейх-заде Э. Р. Глубинное строение Арало-Каспийского региона // Сов. геология. 1984. № 10. С. 67—74.
3. Бабаджанов Т. Л., Шейх-заде Э. Р. Промежуточный структурный этаж Северо-Устюртской впадины // Сов. геология. 1987. № 5. С. 71—75.
4. Бражников О. Г., Михалькова В. Н. Геодинамика и нефтегазоносность Прикаспийской впадины // Нефтегазоносность Прикаспийской впадины и сопредельных районов. М.: Наука, 1987. С. 141—147.
5. Буш А. В., Нарезцкий Р. Г., Кирюхин Л. Г. Тектоника эпигеосинклинали палеозоя Туранской плиты и ее обрамления // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 264. М.: Наука, 1975. 192 с.
6. Волож Ю. А., Сапожников Р. Б. Строение фундамента Западного Казахстана по геофизическим данным // Сов. геология. 1974. № 12. С. 78—93.
7. Волож Ю. А., Акишев Т. А., Антоненко А. Н. и др. Глубинное строение земной коры Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1987. № 5. С. 24—35.
8. Гарецкий Р. Г., Сапожников Р. Б., Шлезингер А. Е. Тектоническая природа палео-

- зойско-нижнемезозойского комплекса пород Туранской и Скифской плит//Строение фундамента молодых платформ. М.: Наука, 1972. С. 83—99.
9. *Гарецкий Р. Г., Дальян И. Б., Николаев В. Г. и др.* Глубинное строение Северного Устюрта и прилегающих районов//Сов. геология. 1973. № 12. С. 26—38.
  10. Геологическое строение и нефтегазоносность Северного Приаралья и Северного Устюрта. М.: Наука, 1970. 163 с.
  11. *Дальян И. Б., Сапожников Р. Б., Чистяков В. Г. и др.* Глубинная структура зон сопряжения Прикаспийской впадины, Северного Устюрта и Южного погружения Уральской складчатой системы//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 50. Вып. 6. С. 41—57.
  12. *Димаков А. И., Тамаров А. И.* Глубинная структура Мангышлака//Тр. ВНИГРИ. Вып. 322. Л.: Недра, 1973. 74 с.
  13. Доюрский комплекс Северного Устюрта и полуострова Бузачи//Тр. ВНИГНИ. Вып. 254. М.: Недра, 1985. 193 с.
  14. *Дьяков Б. Ф.* Схема тектонического районирования и перспективности нефтегазоносности Аральско-Каспийского ареала прогибания земной коры//Геология нефти и газа. 1985. № 1. С. 38—46.
  15. *Ильин В. Д., Кирюхин Л. Г., Мамбетов У. М. и др.* О перспективах нефтегазоносности палеозоя Северного Устюрта//Геология нефти и газа. 1973. № 7. С. 42—49.
  16. *Калинин Н. А.* Основные черты геологического строения и нефтегазоносности Западного Казахстана. М.: Гостоптехиздат, 1963. 267 с.
  17. *Касаткин Д. П.* Структура кристаллического фундамента юго-восточной части Русской платформы и его обрамления по данным аэромагнитной съемки//Нефтегазовая геол. и геофиз. 1966. № 4.
  18. *Куниц Н. Я.* Геологическое строение и нефтегазоносность Прикаспийской впадины: строение земной коры//Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности солянокупольных бассейнов материков по геофизическим данным. М.: Недра, 1977. С. 90—95.
  19. *Куниц Н. Я., Иогансон Л. И., Березин Г. А.* Граничные скорости фундамента Европейской и запада Аральской части СССР//Сов. геология. 1986. № 10. С. 88—96.
  20. *Беллевский Н. А.* Связь геологических структур с глубинным строением земной коры (по сейсмическим данным)//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1969. Т. XLIV. Вып. 2. С. 24—43.
  21. *Попков В. И., Калинин М. И., Сейфулин Ш. М.* Применение высокоточной крупномасштабной аэромагнитной съемки при изучении нефтегазоносных районов Мангышлака и Устюрта//Геология нефти и газа. 1986. № 6. С. 16—21.
  22. *Резанов И. А.* Эволюция земной коры. М.: Наука, 1985. 144 с.
  23. *Сапожников Р. Б.* Тектоника территории Северного Устюрта и ее обрамления по данным геофизических исследований//Сов. геология. 1973. № 5. С. 72—83.
  24. *Сапожников Р. Б.* Глубинное строение южного обрамления Прикаспийской впадины//Сов. геология. 1979. № 8. С. 23—25.
  25. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 184 с.
  26. *Хашин В. Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 360 с.
  27. *Хрычев Б. А., Липская С. В., Углина А. А.* Строение земной коры Казахстана по данным ГСЗ//Сов. геология. 1976. № 6. С. 71—84.

Институт нефти и химии,  
Баку, 370061

Поступила в редакцию  
23.V.1989

УДК 551.243.4 (234.851)

© 1990 г.

ЕФИМОВ А. А., ПОТАПОВА Т. А.

**ТЕКТОНИКА НИЖНЕЙ (МЕТАБАЗИТОВОЙ) СТРУКТУРНОЙ  
ЕДИНИЦЫ ВОЙКАРСКОГО ОФИОЛИТОВОГО АЛЛОХТОНА  
НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ**

В нижней структурной единице Войкарского офиолитового аллохтона тектонически интегрированы три генетически различных, возникших на разном субстрате и в разное время, метаморфических комплекса: 1) комплекс кристаллических метабазитов эпидот-амфиболитовой ступени, образовавшийся по раннегеосинклинальной вулканогенной серии (первично базальт-риолитовой, или диабаз-спилит-льбитофировой, с бимодальным распределением  $\text{SiO}_2$  и  $\text{TiO}_2$  и низким содержанием Sr; 2) комплекс высокобарических метагабброидов (двупироксеновых и гранатовых гранулитов и гранатовых амфиболитов), образовавшийся по мощному разрезу высокостронциевых габбро, отличных от офиолитовых; 3) комплекс высокобарических метагабброидов (главным образом гранатовых амфиболитов), образовавшийся по нижнему низкостронциевому габбровому горизонту офиолитового разреза. Третий комплекс является неотрывной частью симметрично построенного Войкарского офиолитового разреза. Высокобарический водный метаморфизм амфиболитовой ступени наложился на оба габбровых субстрата одновременно. Возможным эквивалентом высокобарических метагаббро внутри гипербазитового ядра могут быть специфические оливин-антигоритовые породы (штубахиты, «войкариты»), а также апогарцбургитовые метаморфиты типа оливин-энстатит-тремолитовых пород и др.

По современным представлениям, Войкарский офиолитовый аллохтон, надвинутый в западном направлении на вулканогенно-осадочные толщи палеозоя, состоит из нескольких сложно построенных тектонических пластин, наиболее мощная из которых, сложенная породами габбро-гипербазитового комплекса, более 60 лет носит название Войкар-Сыньинского, или Войкарского, массива [1, 12]. Нижняя структурная единица аллохтона, отделяющая гипербазитовое ядро массива от палеозойских толщ на западе, сложена главным образом метагабброидами — двупироксеновыми и гранатовыми габбро-гранулитами и гранатовыми амфиболитами — и известна под названием Западной габбро-амфиболитовой зоны [3, 6, 10], Хулгинского покрова [13, 15], Западно-Войкарского метагабброидного комплекса, Хордьюсского комплекса и др.; ниже для краткости изложения принято нейтральное обозначение — Западная зона. Это достаточно резко ограниченное и выделяющееся составом пород (высокометаморфизованные кристаллические базиты) геологическое тело протяженностью около 150 км, имеющее переменную ширину и довольно сложную конфигурацию. Отчетливо выделяются два расширения, северное и южное, в дальнейшем именуемые Хордьюским и Хулгинским блоками, и связывающая их длинная и узкая перемычка.

Природа Западной зоны, судя по публикациям последних 10—15 лет, продолжает оставаться достаточно дискуссионной. Общее согласие существует лишь в том, что это в основном метагабброидный метаморфический комплекс. Однако существующие трактовки структурных его соотношений с главной частью Войкарского массива (гипербазитовое ядро плюс Восточная габбровая зона, или Пайерский покров, по А. А. Савельеву и Г. Н. Савельевой [13, 15]) противоречивы и допускают крайние, взаимоисключающие толкования. 1. Западная зона представляет собой лежащий бок Пайерского покрова, или нижнюю габбровую зону, исходно связанную с гипербазитами в едином разрезе и в общем подобную Восточной габбровой зоне, или нижнее крыло гигантской лежащей складки с гипербазитами в ядре, т. е. ту же Восточную зону,

но находящуюся в перевернутом залегании и высокометаморфизованную. 2. Западная зона есть ксеногенный, тектонически совмещенный с Пайерским покровом метагабброидный комплекс, самостоятельное тектоническое тело со своей исходной химией, автономной внутренней структурой и историей метаморфизма. Первое толкование исходит из простых, и тем не менее очень важных, геологических наблюдений, указывающих на тесную структурную связь гранатовых амфиболитов висячего бока Западной зоны с гитербазитами, и из наличия здесь стандартного дунит-верлит-пироксенитового перехода, прямо указывающего на то, что здесь должны были присутствовать и габбро [3, 7, 10, 11, 15, 17]. Второе крайнее толкование подтверждается несходством истории метаморфизма и значительными вещественными различиями «западных» и «восточных» габбро [5, 13].

Авторами статьи получены новые данные, позволяющие примирить указанные противоречия, дать новую трактовку структурных соотношений Западной зоны с Пайерским покровом, детализировать картину ее внутреннего строения и на этой более солидной основе наметить последовательность метаморфических событий в нижней структурной единице аллохтона.

### ЗАПАДНАЯ ГРАНИЦА АЛЛОХТОНА

Первое существенное уточнение касается западной границы Войкарского аллохтона. Среди толщ палеозоя, на которые надвинут офиолитовый разрез, выделяются отложения древнего шельфа и континентального склона (парааллохтон) и перемещенные с востока эвгеосинклинальные осадочно-вулканогенные отложения, выделенные В. Н. Пучковым [14] в нижнесреднепалеозойский лагортинский комплекс. Характерной его чертой является сонахождение метавулканитов зеленосланцевой ступени, часто глаукофансодержащих, и плитчатых фтанитов или углистокремнистых сланцев. Специальные описания контактов лагортинских метавулканитов и войкарских метагаббро отсутствуют, однако отдельные упоминания о них имеются. В. И. Ленных и др., описывая такой контакт, указывают, что «западнее среднезернистых гранатовых амфиболитов (т. е. метагабброидов.— А. Е., Т. П.) выделяются широкие зоны среднетемпературных бластомилонитов по полосчатым метагабброидам, представленных мелкозернистыми гранатовыми и эпидотовыми амфиболитами с прослоями плагиогнейсов» [7, с. 12], А. А. и Г. Н. Савельевы отмечают: «В основании Хулгинского покрова имеется толща хлорит-лавсонитовых, глаукофановых и гранат-глаукофановых сланцев..., которая сменяется вверх гранатовыми... амфиболитами, участками насыщенными пропластками плагиомигматитов, плагиогранито-гнейсов и жилами плагиогранитов» [13, с. 62]. Цитированные авторы, таким образом, считают, что с метавулканитами ложа офиолитового аллохтона контактируют метагабброиды, содержащие метаморфизованные внедрения плагиогранитов (или зоны плагиогранитизации). Причем если в последнем описании строение контакта довольно простое (метавулканиты резко сменяются метагабброидами), то в описании В. И. Ленных и др. [7] фигурирует мощная промежуточная зона диафторитов по метагаббро, из чего можно заключить, что значительную часть мощности метагаббровой зоны в ее эндоконтакте слагают диафториты гранат-амфиболитового состава, отличающиеся от более ранних гранатовых амфиболитов.

Детальное изучение контактовой зоны на западных склонах хр. Хордьюс показало, что между метавулканитами лагортинского комплекса и метагабброидами располагается широкая, до 2 км, зона кристаллических сланцев, по-видимому, полностью соответствующая зоне «мелкозернистых гранатовых и эпидотовых амфиболитов» — диафторитов по метагаббро, выделяемой В. И. Ленных и др. [7], а также зоне гранатовых амфиболитов с явлениями плагиогранитизации, выделяемой А. А. и Г. Н. Савельевыми [13]. Однако новые данные позволяют считать, что эта зона образовалась не на габбровом, а на вулканогенном субстрате



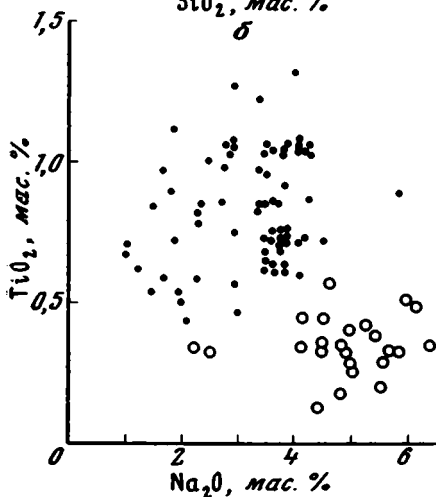


Рис. 1

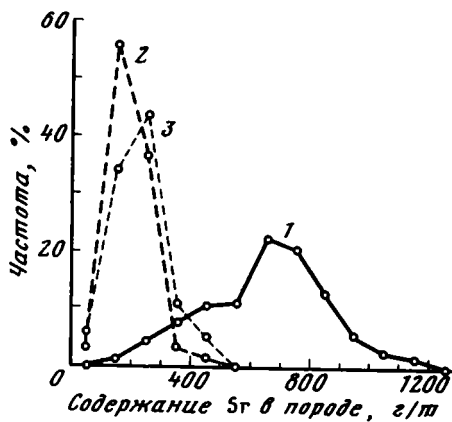


Рис. 2

Рис. 1. Состав граната в метабазах

1 — гранатовые габбро-гранулиты (в том числе друзиты среди двупироксеновых габбро-гранулитов); 2 — гранатовые амфиболиты высокостронциевой группы; 3 — гранатовые амфиболиты низкостронциевой группы; 4 — кристаллические сланцы — метавулканиты

Рис. 2. Состав амфибола в метабазах

1 — гранатовые амфиболиты высокостронциевой группы; 2 — гранатовые амфиболиты низкостронциевой группы; 3 — кристаллические сланцы — метавулканиты; 4 — фигуративные точки конечных членов группы амфибола

основного и кислого состава. Метабазиты, преобладающие в составе толщи, не обнаруживают явных реликтовых структур. Это кристаллические сланцы нематогранобластовой структуры, содержащие синевато-зеленую роговую обманку, эпидот, железистый гранат, кислый плагиоклаз, сфен или рутил. В метаацидитах («плагиогнейсах») наблюдаются реликты порфировой структуры кислых вулканитов; обычно это сланцы эпидот-гранат-альбит-кварцевого состава. По составу граната и роговой обманки все эти породы резко отличаются от метагаббро (рис. 1, 2). Кроме метабазитов и количественно подчиненных им метаацидитов, слагающих в метабазах прослой и линзы мощностью редко более нескольких метров (метаморфизованные дайки?), другого материала не установлено; плагиограниты и признаки плагиогранитизации отсутствуют. Не обнаружен и терригенный материал, характерный, по определению, для лагортинского комплекса. Имеющиеся химические данные позволяют рассматривать эту толщу как метаморфизованную вулканогенную серию раннегеосинклинального типа, первично базальт-риолитовую (диабаз-спилит-альбитофировую), что подтверждается бимодальностью распределения, в первую очередь  $\text{SiO}_2$  и  $\text{TiO}_2$ , и низким, около 200 г/т, средним содержанием Sr в породах, в 2—4 раза более низким, чем в вышележащих метагаббро (рис. 3, 4).

Выделяемая толща кристаллических метавулканитов, по фациальному уровню примерно эпидот-амфиболитовая (вычисленные для пар амфибол — гранат температуры равновесий в пределах 450—500°С), присутствует в экзоконтакте метагабброидов Хордьюсского блока (рис. 5). Южнее она прослежена менее детально, но по крайней мере к югу от р. Кокпелы и до самого крайнего юга, до верховьев р. Хулги, всюду присутствует в экзоконтакте. По-видимому, она неизменно сопро-

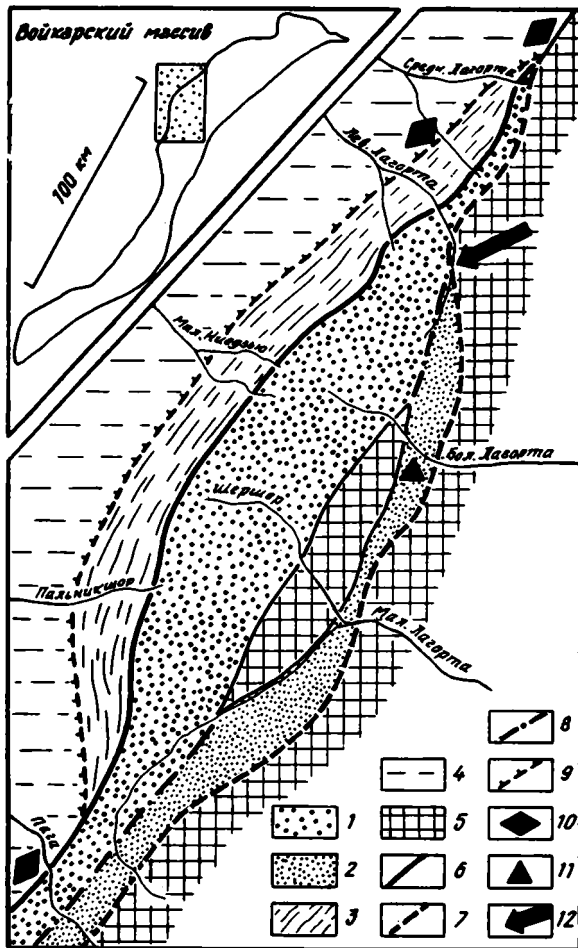


Рис. 3. Химическая характеристика толщи кристаллических сланцев — продуктов метаморфизма контрастной вулканогенной серии базальт-риолитового (диабаз-спилит-альбитофирового) состава  
*a* — бимодальное распределение  $\text{SiO}_2$  (данные 109 анализов); *б* — соотношение  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{TiO}_2$  в метабазах (черные кружки) и в метаацидитах: к последним отнесены составы с более чем 60 мас. % кремнезема

вождает метагабброидную зону на протяжении 150 км и структурно принадлежит ей, а не нижележащему лагортинскому комплексу. С метагабброидами она имеет древний, «припаянный» тектонический контакт, по-видимому, не обновлявшийся при поздних перемещениях аллохтона. Характерно, что в отличие от обычных холодных контактов этот крутопадающий раздел идет под самыми вершинами хр. Хордьюс. Его местоположение не подчеркнуто эрозией или понижением в рельефе, что указывает на механическое единство, тектоническую монолитность системы кристаллические метавулканиты плюс метагаббро. Холодные срывы, диафторез и т. п. явления в зоне контакта не имеют широкого развития; их масштабы, пожалуй, такие же, как в обеих контактирующих толщах. Во всяком случае зон диафтореза, сравнимых по мощности с упоминаемыми В. И. Ленных и др. [7], не наблюдалось.

В случаях присутствия в экзоконтактах метагабброидов описанной толщи кристаллических метавулканитов известные здесь глаукофановые сланцы [2, 8] встречаются лишь в основании последней, при переходе к лагортинским зеленым сланцам. Так обстоит дело на притоках р. Средней Лагорты, на р. Кокпеле и южнее, по-видимому, вплоть до

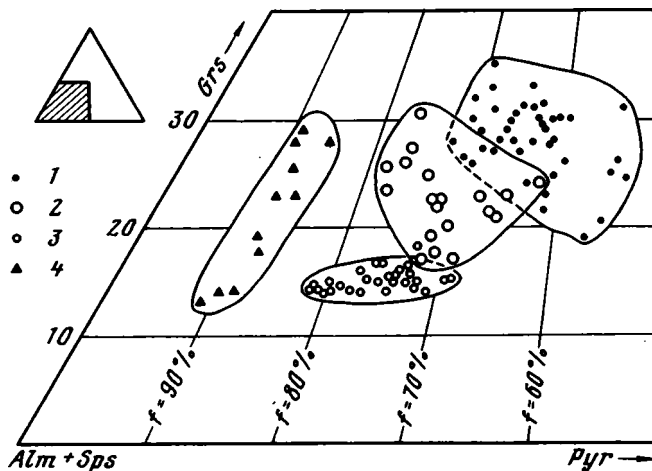


Рис. 4. Распределение концентраций стронция в метабазитах нижней структурной единицы Войкарского аллохтона

Цифры на графике: 1 — двупироксеновые, гранатые габбро-гранулиты и гранатые амфиболиты высокостроицевого типа, слагающие Хулгинский блок и западный сегмент Хордьюского блока (219 анализов); 2 — гранатые амфиболиты низкостроицевого типа, слагающие восточный сегмент Хордьюского блока (63 анализов); 3 — метабазиты и метаацититы толщи кристаллических метавулканитов (209 анализов)

верховьев р. Хулги. Лишь в местах пережимов толщи, как, например, в верховьях р. Паги, глаукофансодержащие сланцы контактируют непосредственно с двупироксеновыми габбро-гранулитами. Это можно рассматривать как признак того, что толща кристаллических метавулканитов, будучи тектонически единой с комплексом метагаббро, находится в более позднем тектоническом контакте с лагортинскими вулканидами и что главная поверхность, по которой офиолитовый комплекс надвинут на окружение, располагается не в основании зоны метагаббро, а в основании «припаянной» к ней толщи кристаллических метавулканитов, как бы бронирующей лежащий бок метагабброидной зоны Войкарского аллохтона.

Выделяемая толща, в принципе формационно близкая к лагортинскому комплексу В. Н. Пучкова (и то, и другое — раннегеосинклинальные вулканиды) и с этой точки зрения могущая быть его составной частью, отличается от него отсутствием терригенного материала, более высоким уровнем метаморфизма и структурно составляет единое целое не с ним, а с метагабброидным комплексом. Иначе говоря, она является скорее составной частью офиолитового аллохтона, а не его ложа.

Достаточно устоялось представление о том, что западная (нижняя) граница Войкарского офиолитового аллохтона располагается в основании габбро-гипербазитовой пластины. Однако так обстоит дело только на северном фланге аллохтона, между реками Хараматолоу и Хойлой. Здесь поверхность самого позднего надвига располагается под подошвой гипербазитов, исключая небольшой участок по р. Кочьпель [2, 8], где, по-видимому, сохранились и более ранние контакты. Однако на протяжении более 150 км, от р. Средней Лагорты до бассейна р. Хулги, там, где нижнюю часть разреза аллохтона слагают метагабброиды, границу аллохтона следует проводить между зеленосланцевыми вулканидами ложа (лагортинский комплекс) и толщей кристаллических метавулканитов эпидот-амфиболитовой ступени, «припаянной» к основанию западновоикарских метагаббро. Граница, очевидно, совпадает с известной здесь зоной глаукофановых сланцев, сохранившейся не везде.

#### ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МЕТАГАББРОИДНОЙ ЗОНЫ

Второе существенное уточнение касается внутреннего строения метагабброидного комплекса (см. рис. 5). Приведенные в свое время данные по содержаниям стронция, подчеркнувшие вещественные отличия

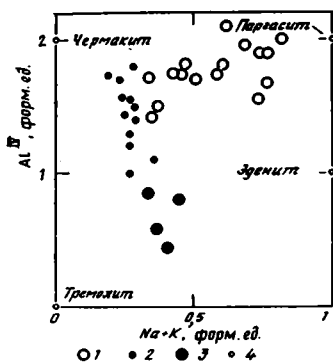


Рис. 5. Структурная схема Хордьюсского блока (северное окончание нижней структурной единицы Войкарского офиолитового аллохтона)

1 — высокостронциевые метагаббро (двупироксеновые и гранатовые гранулиты, гранатовые амфиболиты); 2 — низкостронциевые метагаббро (гранатовые амфиболиты); 3 — толща кристаллических сланцев — метавулканитов; 4 — вулканогенно-осадочные толщи палеозоя; 5 — гипербазиты (в том числе дунит-верлит-пироксенитовая серия); 6 — западная граница метагабброидов (древний тектонический контакт метагаббро с кристаллическими метавулканитами, реже поздний тектонический контакт с метавулканитами низкой ступени); 7 — восточная граница метагаббро (метаморфозованный стандартный переход дунит - верлит-пироксенит-габбро); 8 — граница двух габбровых субстратов — высоко- и низкостронциевого (древний горячий тектонический контакт двух габбровых тел); 9 — схематическое положение тектонической границы толщи кристаллических метавулканитов и вулканитов лагортинского комплекса (основание офиолитового аллохтона); 10 — места находок глаукофановых сланцев; 11 — место находок высокобарического парагенезиса парагонит-клинодоизит-кианит-кварц; 12 — место находки «нижних» низкостронциевых войкарских анортит-оливиновых габбро

«восточных» и «западных» габбро Войкарского массива, относились к вскрытым по разрезу р. Шершор примерно двум третям ширины Хордьюсского блока, сложенным либо двупироксеновыми гранулитами, либо образовавшимися по ним гранатовыми амфиболитами [3, 5]. Однако при более детальном изучении амфиболитов было установлено, что в восточной трети Хордьюсского блока полоса этих пород шириной около 2 км, прилегающая к гипербазитовому ядру, устойчиво обеднена стронцием (200 г/т и менее, см. рис. 4). Высокими содержаниями отличаются здесь только дайки поздних плагиогранитов. Таким образом, в контуре Хордьюсского блока отчетливо выделились два геохимически дискретных продольных сегмента — западный и восточный (или высоко- и низкостронциевый, или нижний и верхний). Граница сегментов совпадает с понижением рельефа в виде продольной межгорной долины, протягивающейся в северо-восточном направлении почти на 30 км, от верховьев р. Лево́й Лагорты до верховьев р. Паги, и прорезанной поперечными долинами рек. К этой же границе приурочено и вдоль нее вытянуто крупное линзовидное тело гипербазитов безусловно войкарского типа протяженностью около 15 и шириной до 2 км, как бы «плавающее» в метабазитах и фигурирующее на всех, даже мелкомасштабных, схемах массива [13, 17].

В восточном сегменте, как уже отмечалось [13, 17], в гранатовых амфиболитах как будто отсутствуют следы структур и парагенезисов гранулитовой ступени, сплошь и рядом встречающиеся в западном. Метаморфическая полосчатость амфиболитов, где она наблюдается, имеет северо-восточное простирание, согласное с общим удлинением Хордьюсского блока, в то время как для западного сегмента (это установлено еще в 60-х годах съемками М. А. Маслова и др.) характерны широтные простирания полосчатости в габбро-гранулитах, резко несогласные с общим удлинением всего блока и с его внешними ограничениями. Изучение парагенезисов показало, что гранатовые амфиболиты высоко- и низкостронциевого сегментов однозначно различаются по составу граната, в первую оче-

редь по содержанию в нем кальция, и достаточно резко — по составу роговой обманки (см. рис. 1, 2). Таким образом, западный и восточный сегменты оказываются дискретными не только геохимически, но и геологически (во всяком случае геоморфологически), и вещественно — в отношении минеральных парагенезисов.

Все сказанное не оставляет сомнений в том, что казавшийся монолитным Хордьюсский метабазитовый блок, даже если не включать в его состав толщу кристаллических метавулканитов, в действительности представляет собой сложное, составное образование, возникшее в ре-

зультате совмещения двух первично габброидных тел. Одно из них, сейчас представленное восточным сегментом блока, первоначально представляло собой нижнюю габбровую (точнее, дунит-верлит-пироксенит-габбровую) зону Войкарского массива, в составе которой преобладали типичные для офиолитовой ассоциации низкостронциевые габбро (в том числе, по-видимому, оливин-анортитовые, реликты которых обнаружены на северном выклинивании сегмента, на самой границе с гипербазитовым ядром массива — см. рис. 5). Второе тело, представленное в западном сегменте (морфологически почти совпадающее с горным массивом Хордьюс), первично было сложено высокостронциевыми габбро, не имеющими аналогов среди собственно войкарских и превращенными в дву-пироксеновые и гранатовые гранулиты еще до времени совмещения.

Граница между двумя первично габбровыми телами надежно прослеживается на протяжении всего Хордьюсского блока, даже там (верховья р. Паги), где начинается пережим метагаббровой зоны и общая ее ширина не превышает 2—2,5 км. Далее к югу, на протяжении 80—90 км, где высокометаморфизованные базиты окаймляют гипербазиты лишь в виде узкой полосы, картина недостаточно ясна и пока надежные данные, указывающие на существование здесь габбрового субстрата обоих или только одного типа, отсутствуют. Если к тому же принять во внимание, что на всем этом интервале в экзоконтакте метагабброидов присутствует вышеописанная толща кристаллических метавулканитов, гранат-роговообманковые сланцы которой внешне порой трудноотличимы от гранатовых амфиболитов апогаббровой природы, то неопределенность становится еще большей. Не исключена возможность того, что на отдельных участках этой узкой полосы метагаббро вообще отсутствуют (как, впрочем, не исключены и пережимы толщи метавулканитов). По предварительным данным авторов, Хулгинский (южный) блок метагабброидной зоны, по-видимому, целиком сложен породами высокостронциевой группы. Для северной оконечности Хулгинского блока (к северу примерно от р. Колокольни) систематических данных нет, и нельзя исключить возможности появления здесь обоих химических типов габброидного субстрата.

### ВЫВОДЫ

Новые данные подтверждают все известные трактовки строения и генезиса нижней структурной единицы Войкарского офиолитового аллохтона. Однако эти подтверждения частичные, т. е. позволяющие считать все более ранние трактовки верными лишь отчасти. Так, находит рациональное объяснение одно из первых описаний чередования комплексов разных ступеней метаморфизма, данное Ю. Е. Молдавандцевым, А. С. Перфильевым и Н. П. Херасковым [9, с. 237]: «В непосредственной близости к глубинному разлому (т. е. к гипербазитам. А. Е., Т. П.) зеленосланцевая фация сменяется эпидот-амфиболитовой (олигоклазовые амфиболиты и слюдяные гнейсы с гранатом)..., спорадически появляются участки пород амфиболитовой фации..., а также эклогитоподобные породы». В этой последовательности отчетливо узнаются лагортинские метавулканиты, толща кристаллических метавулканитов с прослоями метаацидитов («слюдяные гнейсы с гранатом») и хордьюсские гранатовые амфиболиты и габбро-гранулиты, однако представление о существовании единой метаморфической зональности в связи с глубинным разломом сейчас уже неприемлемо. Далее, новые указания на образование части гранатовых амфиболитов по некогда существовавшей нижней габбровой зоне Войкарского массива (следовательно, по истинно офиолитовым габбро) подтверждают давно отмечавшуюся В. Ф. Морковкиной [10, 11], а затем А. А. и Г. Н. Савельевыми [13, 15, 16] тесную структурную связь метагаббро с гипербазитами, делают понятными почти неизменное присутствие вдоль границы метагаббро и гипербазитов переходной зоны дунит-верлит-пироксенитового состава, а также наличие крупного «отторженца» — 15-километровой существенно гарцбургитовой линзы — на границе двух химически отличных габбровых субстратов.

В то же время и те же данные подтверждают мнение Н. Л. Добрецова [12] о ксеногенности метагабброидов по отношению к собственно офиолитовому комплексу («Пайерскому покрову»). Однако можно считать, что только две трети Хордьюсского и, по-видимому, весь Хулгинский блок Западной зоны образовались по габбро типа, отличного от офиолитового. Следовательно, исходная идея Н. Л. Добрецова о совмещении офиолитов двух разных барических типов, обладающих каждый полным набором своих гипербазитов и базитов, по некой поверхности, проходящей внутри ядра Войкарского массива, прямо опровергается новыми данными по структуре Хордьюсского блока. Далее, идея гигантской складки с гипербазитами в ядре, предложенная А. С. Перфильевым [7], категорически было опровергнута различиями содержаний стронция в «восточных» и «западных» габбро, получает некоторую поддержку снова, поскольку первые геохимические данные [4, 5] оказались неполными и выявилось существование нижнего низкостронциевого габбрового горизонта в Войкарском массиве, симметричного верхнему такому же горизонту (Восточной зоне) и вещественно сходному с ним. Наконец, нельзя отрицать справедливость выделения В. И. Ленных и др. [7] особой толщи метаморфитов между лагортинскими метавулканитами и хордьюсскими метагаббро, однако диафорическая апометагаббровая природа этой толщи не подтверждается — по всем данным это толща кристаллических метавулканитов.

Новые данные впервые позволяют примирить ранее сформулированные генетические и структурные модели, объединив их в одной и, как кажется авторам, на сегодня непротиворечивой трактовке.

1. В нижней структурной единице Войкарского офиолитового аллохтона — зоне кристаллических метабазитов — интегрированы три генетически различных, образовавшихся по разному субстрату и в разное время метаморфических комплекса: первый — комплекс кристаллических сланцев, образовавшихся по вулканогенной базальт-риолитовой серии раннегеосинклинального типа; второй — комплекс высокобарических метагабброидов (габбро-гранулитов, гранатовых амфиболитов), образовавшихся по мощному разрезу высокостронциевых габбро, отличных от офиолитовых; наконец, третий — комплекс высокобарических метагабброидов, образовавшихся по нижнему (низкостронциевому) габбровому горизонту офиолитового разреза. Третий комплекс, в отличие от двух предыдущих, не является отдельной тектонической пластиной. Это неотрывная часть более древней структуры — симметрично построенного Войкарского офиолитового разреза.

2. Высокобарический водный метаморфизм амфиболитовой ступени, продуцировавший гранатые амфиболиты, сохранившие характерную химическую черту — разную обогащенность стронцием, судя по геологическим наблюдениям (нет признаков развития амфиболита по амфиболиту), наложился на оба габбровых субстрата одновременно, т. е. был синхронным и одноактным в обоих габбровых телах. Совмещение последних произошло, следовательно, до амфиболитовой эпохи. Различия в парагенезисах высоко- и низкостронциевых амфиболитов в таком случае можно предположительно связать с разной температурой пластин к моменту начала метаморфизма. Это подтверждается вычисленными температурами гранат-амфиболовых равновесий: около  $750^{\circ}\text{C}$  для первой группы амфиболитов и около  $650^{\circ}\text{C}$  для второй.

Из нового материала вытекает подтверждение симметричности собственно войкарского (без хордьюсских метагаббро) офиолитового разреза, отмечавшейся ранее [1, 10—13], однако постоянно находившейся под сомнением вследствие сильно проявленного в нижних структурных единицах аллохтона высокобарического метаморфизма и просто по причине недостаточной изученности Западной зоны. Сейчас, по-видимому, эту симметричность следует считать доказанной; во всяком случае ничто такому выводу уже не противоречит. Возникает проблема природы такой симметричности, в первую очередь петрологическая, поскольку современное толкование канонических офиолитовых разрезов типа оман-

ского, кипрского или постулируемого для современной океанической коры, предполагающее кумулятивную природу габбро, не допускает существования габбровых горизонтов, представляющих зеркальное отражение один другого. Здесь, по-видимому, требуются другие объяснения. Недавняя идея Г. Н. Савельевой [17], суть которой сводится к тезису: анортит-оливиновые габбро суть селективная выплавка, сепарированная и в кровле, и в подошве мантийной гипербазитовой пластины, достаточно уязвима, поскольку просачивание и сепарация выплавки *вниз* физически невероятны, к тому же против образования оливин-анортитовых габбро из жидкости существуют серьезные физико-химические возражения [4]. Возможно, следует на новом уровне рассмотреть идею симметричной складки А. С. Перфильева [7] или допустить возможность каких-то нетрадиционных механизмов [3].

Не касаясь здесь вопросов истории и режима метаморфизма, отметим, что из изложенного следует еще один косвенный, но важный вывод, а именно: поскольку есть все основания утверждать, что высокобарический водный метаморфизм амфиболитовой ступени наложился на разрез палеозойских офиолитов, неизбежно признание того, что он должен был захватить и какую-то часть гипербазитового ядра и в последнем должны были бы сохраниться какие-то его следы. Возникает вопрос: что соответствует гранатовым амфиболитам внутри гипербазитового ядра? Наблюдения в переходных зонах позволяют предварительно предположить, что барическим эквивалентом гранатовых амфиболитов могут быть оливин-антигоритовые породы (штубахиты, «войкариты»), отмеченные еще А. Н. Алешковым [1] и впервые закартированные А. А. и Г. Н. Савельевыми [13, 15], и другие известные апогарцбургитовые метаморфиты типа оливин-энстатит-тремолитовых пород и др. Поскольку парагенезисы всех этих специфических пород не дают прямых указаний на давления, для проверки предположения важное значение могли бы иметь находки среди них изофациально метаморфизованных базитов (небольших тел типа габбровых жил и т. п.).

#### Список литературы

1. Алешков А. Н. Дунито-перидотитовые массивы Полярного Урала//Матер. Комиссии экспедиц. исслед. АН СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1929. Вып. 18. 120 с.
2. Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Сравнительная характеристика полярноуральских и прибалхашских жадеитовых и ассоциирующихся с ними пород//Матер. по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 3: Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. № 31. Новосибирск: Наука, 1965. С. 178—244.
3. Ефимов А. А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
4. Ефимов А. А. Природа троктолита//Докл. АН СССР. 1985. Т. 281. № 6. С. 1419—1423.
5. Ефимов А. А., Маггов В. И., Флерова К. В., Яковлева О. М. Стронций в габбро-гипербазитовых комплексах Урала//Геохимия. 1984. № 7. С. 971—983.
6. Ефимов А. А., Рябкова Н. И. О природе Западной габбро-амфиболитовой зоны Войкаро-Сыньинского массива//Метаморфические горные породы в офиолитовых комплексах Урала: Тр. Ильмен. гос. заповедника. № 26. Свердловск, 1979. С. 32—51.
7. Ленных В. И., Перфильев А. С., Пучков В. Н. Особенности внутренней структуры и метаморфизма альпийских офиолитовых массивов Урала//Геотектоника. 1978. № 4. С. 3—22.
8. Ленных В. И., Пучков В. Н., Вализер П. М. Пространственное положение и относительный возраст глаукофановых сланцев в северо-западном контакте Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал)//Докл. АН СССР. 1976. Т. 228. № 5. С. 1167—1170.
9. Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С., Херасков Н. П. Закономерности размещения метаморфизма и магматизма Северного Урала в связи с тектоническими структурами//XXI сессия МГК: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М.: Изд-во АН СССР. 1960. С. 235—239.
10. Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М.: Наука, 1967. 280 с.
11. Морковкина В. Ф., Гаврилова С. И. Пироксениты краевых зон Хараматалоуско-Войкарского гипербазитового массива и их петрографические особенности (Полярный Урал)//Соотношение метаморфизма и магматизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965. С. 7—67.

12. *Падалка Г. Л.* Перидотитовый массив Пайер на Полярном Урале//Тр. Арктического ин-та. № 47. Л.: Изд-во ГУСМП, 1936. 175 с.
13. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1977. № 368. 221 с.
14. *Пучков В. Н.* К стратиграфии вулканогенно-осадочных толщ Лемвинской зоны (Полярный Урал)//Тр. Ин-та геологии и геохимии. № 135. Докембрий и нижний палеозой Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 5—12.
15. *Савельев А. А., Савельева Г. Н.* Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал)//Геотектоника. 1977. № 6. С. 46—60.
16. *Савельев А. А., Самыгин С. Г.* Офиолитовые аллохтоны Полярного и Приполярного Урала//Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 9—30.
17. *Савельева Г. Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре//Тр. ГИН АН СССР. № 404. М.: Наука, 1987. 246 с.

Институт геологии и геохимии  
УО АН СССР, Свердловск, 620644

Поступила в редакцию  
21.VI.1989



УДК 551.243(574.3)

© 1990 г.

ЯКУБЧУК А. С.

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН В СТРУКТУРЕ ПАЛЕОЗОИД ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

В пределах Восточного геоблока Центрального Казахстана возраст вулканических комплексов офиолитовых ассоциаций и перекрывающих их кремнистых толщ омолаживается с севера на юг. В пределах каждой офиолитовой зоны развито две и более офиолитовые ассоциации, различающиеся по возрасту, строению и петрохимическим характеристикам магматизма. В Восточном геоблоке различаются западный и восточный секторы. Их граница в современной структуре проходит приблизительно вдоль меридиана Центральноказахстанского разлома. Почти все структурные элементы западного сектора, сложенные раннепалеозойскими комплексами, могут иметь смещенные примерно на 200 км продолжения в пределах восточного сектора. Офиолитовые зоны расплющены между жесткими блоками с разновозрастной корой континентального типа (массивами сиалического докембрия, поясами островодужных вулканитов и гипотетическими погруженными массивами с фундаментом неясного возраста) и образуют тектонические швы между ними. Для большинства базитовых комплексов офиолитов намечается сходство с базитами окраинных бассейнов.

Офиолиты и кремнисто-базальтовые комплексы, для которых предполагаются условия формирования, сходные с офиолитовыми ассоциациями, уже долгое время вызывают дискуссии о их происхождении, возрасте и тектонической позиции в палеозоидах Центрального Казахстана [1, 5, 11, 27]. Ключевое значение для понимания тектонической позиции офиолитовых комплексов с середины 70-х годов стало придаваться правильной расшифровке структурно-фациальной палеозональности. Почти полное отсутствие в них остатков макроорганики вызвало разногласия в понимании многих вопросов их геологии. С конца 70-х — в 80-х годах этот «дефицит» компенсируется успехами в изучении конодонтов, позволившими сделать вертикальное распределение их остатков основой биостратиграфического расчленения нижнего палеозоя Центрального Казахстана [14]. Когда же надежные данные о возрасте офиолитовых ассоциаций и кремнисто-базальтовых комплексов еще не были получены, определились два противоположных подхода к пониманию роли офиолитов.

Особенности площадного распространения структур, в которых участвуют докембрийский сиалический фундамент, с одной стороны, и офиолитовые ассоциации — с другой, позволили ряду исследователей выделить в структуре Центрального Казахстана Западный и Восточный геоблоки [1, 27], принципиально различающиеся историей развития, особенно в позднем докембрии и раннем палеозое. Западный геоблок для этого времени рассматривался как микроконтинент, а Восточный — как палеоокеанический бассейн, в пределах которого становление палеозойской континентальной коры шло от океанической стадии к континентальной, сопровождаясь процессами скучивания. Предполагалось, что некогда единый палеоокеанический бассейн был расчленен системой островных дуг на ряд остаточных бассейнов с корой океанического типа, в которых накапливались флишевые и вулканогенно-терригенные формации. В этих же работах было показано залегание офиолитов в тектонических покровах, которые теперь выявляются почти во всех структурах, где развиты офиолиты в Центральном Казахстане [4, 27, 36, 37], поэтому в данной работе предлагается рассматривать структуры, ими сложенные, как офиолитовые зоны, а не антиклинории [11, 28].

Ю. А. Зайцев [11] придерживался иного подхода, разделяя структуру Центрального Казахстана в раннем палеозое на две области: эвгео-

синклинальную — восточную и хемизвгеосинклинальную — западную. При этом если граница Западного и Восточного геоблоков проводилась по крайним восточным и северо-восточным выходам докембрийских сиалических массивов на поверхность и Джалаир-Найманская офиолитовая зона оказывалась в пределах Западного геоблока, то граница между эвгеосинклинальной и хемизвгеосинклинальной областями проводилась западнее, по крайним западным выходам офиолитовых ассоциаций Джалаир-Найманской зоны и дифференцированных вулканитов Степняк-Бетпакадалинского пояса. Таким образом, допускалось наличие блоков сиалического докембрия среди меланократовой коры, что свидетельствует, по представлениям Ю. А. Зайцева, о заложении офиолитовых зон вследствие раскола континентальной коры. «Спорную» территорию, очевидно, нельзя считать однозначно принадлежащей ни микроконтиненту, ни палеоокеанической области, а граница Западного и Восточного геоблоков является в первую очередь структурным разделом, отделяющим разнопланово ориентированные складчатые системы палеозойского Центрального Казахстана: Кокчетав — Северо-Тянь-Шаньскую, с одной стороны, от Бошекуль-Чингизской и Джунгаро-Балхашской — с другой.

Новые данные, полученные в последние годы при изучении кремнисто-базальтовых и офиолитовых комплексов Центрального Казахстана, позволяющих уточнить структурно-фациальную палеозональность раннего палеозоя (рис. 1), которая в целом вписалась в схему палеозональности И. Ф. Никитина [18] для ордовикских флишевых, карбонатных и дифференцированных известково-щелочных формаций, намеченную в конце 60-х — начале 70-х годов; однако офиолиты, относившиеся в то время к позднему докембрию либо к самому началу кембрия, при выделении тектонической зональности ордовикского времени им не учитывались.

В данной работе в структурном плане досилурийского основания центральноказахстанских палеозойских структур предлагается выделять четыре типа структур: 1) офиолитовые зоны, являющиеся, судя по тесной связи развитых в них офиолитовых ассоциаций с кремнистыми глубоководными осадками, остатками сильно раздавленных бассейнов с корой океанического типа; 2) пояса дифференцированных (островодужных) вулканитов, в пределах которых также могут присутствовать офиолиты, представляющие собой либо симатическое основание островной дуги, либо продукты начального островодужного магматизма [10]; 3) докембрийские сиалические массивы; 4) гипотетические погруженные массивы с фундаментом неясного возраста и происхождения.

В восточном геоблоке офиолиты приурочены к нескольким зонам протяженностью 200—250 км каждая. Кроме них в пределах геоблока развиты пояса дифференцированных вулканитов и гипотетические жесткие погруженные массивы, разделяющие офиолитовые зоны. Геоблок обособляется на западный и восточный секторы, граница между которыми происходит примерно вдоль меридиана современного Центральноказахстанского разлома.

В западном секторе структурные зоны простираются в северо-восточном, широтном и юго-восточном направлениях. На западе структуры сектора имеют почти торцовые сочленения с границей между геоблоками. К западному сектору относятся Тиесская, Майкаин-Кызылтаская, Тектурмасская и Агадырская зоны, Бошекуль-Кендыктинский и Байдаулет-Александровский пояса и Жаман-Сарысуйский погруженный массив (см. рис. 1).

Структуры восточного сектора простираются с северо-запада на юго-восток параллельно границе с Западным геоблоком. В пределах сектора находятся Аркалыкская, Акчатауская и Северобалхашская офиолитовые зоны, Центральночингизский и Акбастауский пояса дифференцированных вулканитов и Балхашский гипотетический погруженный массив (см. рис. 1).

Представляется, что почти все структурные элементы западного сектора могут иметь смещенные продолжения в восточном, амплитуда смещения по системе правых сдвигов оценивается в 200 км. Основанием для

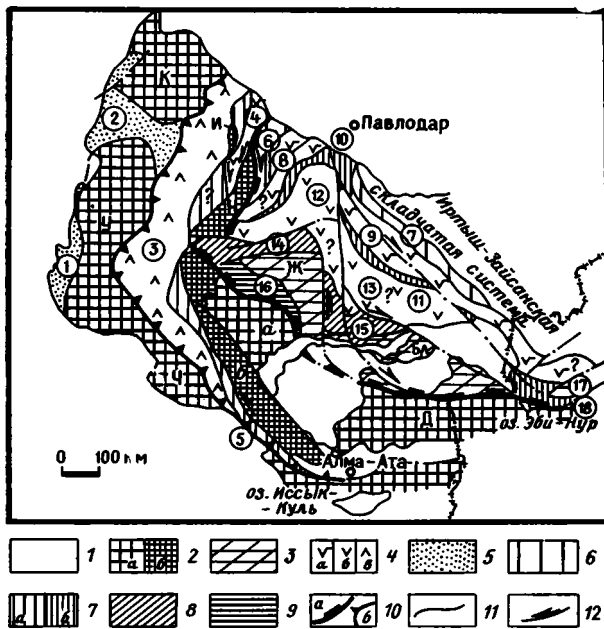


Рис. 1. Тектоническая позиция оphiолитовых зон в досилурийском фундаменте палеозойд Центрального Казахстана

1 — мезозойско-кайнозойские впадины и чехлы молодых платформ; 2 — докембрийские сиалические массивы (а), они же, перекрытые аллохтонами кремнистых, кремнисто-базальтовых и олистостромовых комплексов (б); 3 — гипотетические погруженные массивы неясного возраста; 4 — пояса известково-щелочных (островодужных) вулканитов: а — кембрийско-ордовикских, б — ордовикских, в — средне-позднеордовикских; 5 — позднедокембрийско-раннепалеозойские рифтогенные прогибы; 6—9 — зоны развития оphiолитовых и кремнисто-базальтовых комплексов с базальтовыми толщами: б — венда — раннего кембрия (?), 7 — венда — раннего кембрия (?) или позднего кембрия — раннего ордовика (?), а), раннего кембрия и раннего ордовика (б), 8 — конца ареннга (?) — лландейло, 9 — среднего — позднего ордовика и раннего силура; 10 — граница Западного и Восточного геоблоков по [27] (а), граница гемивгеосинклинальной и эвгеосинклинальной областей по [11] (б), 11 — границы структурных единиц; 12 — разрывные нарушения. Цифрами в кружках показаны зоны: 1 — Байконурская; 2 — Калмыккульская и Джаркайнагачская; 5 — Джалаир-Найманская, 6 — Тиеская, 7 — Аркалыкская, 10 — Майкаин-Кызылтасская, 11 — Акчатауская, 14 — Тектурмаская, 15 — Северобалхашская; 16 — Агадырская, 17 — Майла, 18 — Тангбала; пояса: 3 — Степняк-Бетпакадалинский, 4 — Селетинский, 8 — Бошекуль-Кендыктинский, 9 — Центральночингизский, 12 — Байдаулет-Александровский, 13 — Акбастауский; буквами показаны: сиалические массивы докембрия: К — Кокчетавский, У — Улутауский, И — Ишкеолмесский, Ч — Чуйский, Н — Ниязский, Б — Бурунтауский, А — Актау-Минтинский, Д — Джунгарский; гипотетические погруженные массивы: Ж — Жаман-Сарысуийский, Бл — Балхашский

построений являются корреляция данных о возрасте толщ в сопоставляемых структурах, петрохимических характеристиках магматизма и близкая тектоническая позиция сопоставляемых структурных элементов.

### ОФИОЛИТОВЫЕ ЗОНЫ

*Тиеская и Аркалыкская зоны Восточного геоблока, восточное обрамление Ишкеольмесского массива докембрия Западного геоблока.* Во всех трех зонах развиты формационно однотипные и разновозрастные базальтовые комплексы и осадочные образования, что позволяет предполагать их былую принадлежность к единой палеоструктуре, расчлененной на отдельные части в раннем и среднем палеозое, в результате чего разные ее фрагменты вошли в состав разных складчатых систем Западного и Восточного геоблоков.

Наиболее детально изучена *Тиеская зона*, однако полной ясности в понимании ее геологического строения нет. В ее южной части, в районе гор Семизбугу, Тиес и Восточного Ерементау, А. В. Рязанцевым и др. выделяется ерементауская серия венд(?)—раннекембрийского возраста,

**Средние химические составы базальтов разновозрастных офиолитовых ассоциаций  
и кремнисто-базальтовых комплексов некоторых зон Центрального Казахстана**

Компонент и параметр	1 (12) <sup>1</sup>	2 (23)	3 (8)	4 (15)	5 (24)	6 (3)	7 (11)	8 (24)	9 (13)	10 (58)	11 (54)	12 (7)	13 (6)
SiO <sub>2</sub>	45,86	50,87	48,82	47,38	48,22	51,36	52,64	52,8	54,32	48,36	51,52	40,0	48,0
TiO <sub>2</sub>	1,24	2,09	1,8	1,9	0,84	1,28	2,43	0,81	0,98	2,3	0,92	1,54	2,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,5	13,03	13,44	15,57	14,2	15,24	15,54	15,26	15,4	15,0	15,16	14,27	12,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,99	5,6	3,59	—	—	12,26	11,93	11,7	10,64	12,44	10,77	11,72	13,89
FeO	5,22	6,61	6,58	11,71	10,24	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,07	0,19	0,17	0,15	0,16	0,34	0,1	0,16	0,15	0,16	0,17	0,18	0,2
MgO	7,33	4,06	6,31	4,21	7,57	5,72	3,76	3,96	4,94	4,08	4,94	7,06	5,52
CaO	11,15	7,71	8,2	7,28	11,03	5,1	2,79	5,93	4,09	7,32	7,8	10,47	8,91
Na <sub>2</sub> O	2,58	2,98	2,89	4,8	3,04	5,76	4,55	3,87	4,67	4,04	4,55	2,68	2,21
K <sub>2</sub> O	0,94	1,49	1,48	1,02	0,15	0,75	2,47	2,08	0,39	2,07	0,47	0,48	0,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,34	0,27	0,52	0,09	0,19	0,68	0,44	0,18	0,48	0,14	0,15	0,22
ΣFeO/(ΣFeO+ +MgO)	0,58	0,75	0,62	0,74	0,57	0,68	0,76	0,75	0,68	0,75	0,69	0,62	0,72

*Примечание.* <sup>1</sup> В скобках указано количество анализов. Анализы 1—3 — Западный геоблок Центрального Казахстана, Джалаир-Найманская зона [33], свиты: 1 — ацисуйская, 2 — жалгыская, 3 — бурултаская; 4—13 — Восточный геоблок Центрального Казахстана (западный сектор); 4, 5 — еремантауская серия Тиесской зоны (по М. З. Новиковой и др.); 4 — желтауская, 5 — тиесская свиты; 6—8 — Майкаин-Кызылтаская зона (по М. З. Новиковой и др.), базальтовые толщи: 6 — космобайской серии, район гор. Агырек, 7 — то же, район гряды Кызыл-Тумсек, 8 — толпакской серии, район горы Толпак; 9 — караулчинская свита, массив Караулчеку; 10, 11 — Тектурмаская зона по [20]; 10 — карамурунская толща, 11 — кузская свита; 12, 13 — Агадырская зона (по М. З. Новиковой и др.); 12 — район горы Кепкен-Орталык, 13 — район восточнее горы Кунтимес. Для 4,5 все железо определено в виде FeO, для 6—13 — в виде Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

с выходами которой часто сопряжен серпентинитовый меланж [7]. Серия залегает в видимом основании нижнепалеозойских толщ и с параллельным несогласием перекрывается среднеордовикским олистостромом акшагыльской свиты в районе гор Семизбугу и Тиес, а в районе Восточного Еремантау — тынкудукской серии позднего ордовика. В нижней части разреза еремантауской серии выделяется кремнисто-карбонатно-базальтовая желтауская свита, а в верхней — базальтовая тиесская свита. Субщелочные базальты желтауской свиты сходны по химическому составу (таблица) с базальтами океанических островов (О-тип СОХ). Тиесские базальты близки к абиссальным толеитам Н-типа СОХ [7]. В окрестностях гор Семизбугу и Тиес А. В. Рязанцевым и Л. Л. Германом выделяется ранне-среднекембрийская офиолитовая ассоциация, фрагменты разреза которой слагают тектонический пакет пластин, надвинутый на еремантаускую серию и замещающийся по простиранию олистостромом акшагыльской свиты. В основании ранне-среднекембрийской ассоциации выделяются серпентиниты, сменяющиеся вверх фрасслованным пироксенит-троктолит-габбро-норитовым комплексом, тоналитами и плагиогранитами. В ассоциацию включается бимодальная базальтриолитовая майсорская свита раннего — среднего кембрия, базальты которой сопоставляются с островодужными толеитами по соотношению Сг и Y [7]. Учитывая бимодальный состав толщи, следует считать, что скорее всего ее формирование происходило в пределах островодужного пояса, надвинутого на комплексы Тиесской зоны, которые также залегают в дислоцированных тектонических покровах. В пределах зоны встречаются толщи силицитов лланвирна — лландейло (ержанская свита), которые слагают тектонические покровы, подстилаемые олистостромами [7], содержащими продукты размыва офиолитов, кремнистых, карбонатных и дифференцированных вулканогенных толщ [21]. Таким образом, к настоящему времени не ясно, какие обстановки существовали в пределах зоны между ранним кембрием и средним ордовиком, так как отсутствуют комплексы этого возраста.

На севере зоны сходные образования изучены Б. Ф. Хромыхом [31], который тоже выделяет тиесскую свиту. Для выделяемой им Бозшакольской офиолитовой ассоциации, включающей в верхней части бимодальную коксорскую серию [30], сходную с майсорской свитой, принимается, однако, венд-раннекембрийский возраст на основании описанного несо-

гласного налегания на ассоциацию островодужных образований ботомского яруса (иткалганская свита).

В *Аркалыкской* зоне, пограничной между палеозоидами Центрального Казахстана и Иртыш-Зайсанской складчатой системы, встречаются разновеликие тектонические пластины базальтовых и кремнисто-туфогенных толщ, сопровождаемые серпентинитовым меланжем, залегающие среди олистостромовых и флишевых образований среднего — позднего ордовика — силура. Базальтовые и кремнисто-базальтовые комплексы зоны изучены пока слабо, поэтому одни авторы относят их к ерементауской серии венда — раннего кембрия, а кремнисто-туфогенные толщи — к раннему кембрию [8], другие считают эти толщи ордовикскими [27]. Не исключено, однако, что в этой зоне могут быть сосредоточены фрагменты разновозрастных кремнисто-базальтовых комплексов. Из-за недостатка данных сопоставление Тиесской и Аркалыкской зон производится, главным образом исходя из близкого состава слагающих их толщ и сходной тектонической позиции зон по отношению к Бошекуль-Кендыктинскому и Центральнотингизскому поясам дифференцированных вулканитов.

Наиболее уверенно с комплексами Тиесской зоны сопоставляются их аналоги, развитые в узкой полосе между Ишкеольмесским массивом докембрия и Селетинским поясом дифференцированных вулканитов [7, 9]. Здесь известны выходы серпентинитового меланжа, с которыми пространственно сопряжены выходы базальтов сазинской свиты, сопоставляемой по составу и возрасту с тиесской свитой Тиесской зоны.

*Майкаин-Кызылтасская и Акчатауская зоны.* Древнейшие образования в пределах Майкаин-Кызылтасской офиолитовой зоны представлены высокотитанистыми субщелочными и толеитовыми базальтами, содержащими линзы известняков с фауной ленского яруса [12]. Базальты встречаются в виде глыб в олистостромах либо в тектонических пластинах, что хорошо видно в районе гор Агырек. В Акчатауской зоне уже давно известны основные эффузивы раннего кембрия (балкыбекская свита), слагающие останцы тектонических покровов, залегающие на ордовикских олистостромах на р. Балкыбек, в горах Окпекты, к югу от хребта Муржик [27]. На ряде участков выходы базальтов сопровождаются серпентинитами и амфиболитами. По составу базальты раннего кембрия сопоставимы между собой в разных зонах, а также близки к базальтам желтауской свиты Тиесской зоны. Раннекембрийские базальты сходны с базальтами глыбовых поднятий океанов О-типа СОХ [27]. Они представляют вероятные реликты меланократовой коры, на которой происходило в дальнейшем формирование более молодых офиолитовых ассоциаций.

Более полно представлены офиолиты ордовика. В Майкаин-Кызылтасской зоне, где описаны мантийные перидотиты, расслоенные комплексы ультраосновного и основного состава, дайковые серии диабазов, базальтовые толщи аренига [35], наиболее представительные разрезы офиолитов сохранились на юго-западе зоны. Они залегают в тектонических покровах, надвинутых на деформированные толщи ордовика — нижнего силура [6, 13, 26], а также в конседиментационных пакетах покровов, запечатанных внутри олистостромовых толщ карадока — ашгила, как это имеет место, например, в районе гор Агырек.

Выделяется несколько офиолитовых ассоциаций аренигского возраста, которые различаются по петрохимическим особенностям. Возраст вулканитов в них закономерно изменяется. Разновозрастность офиолитовых ассоциаций в пределах аренига устанавливается по остаткам конодонтов из кремнистых прослоев среди эффузивов. На западе зоны в горах Агырек, Косгомбай и Кызыл-Тумсек распространены в основном дезинтегрированные офиолиты, базальтовые члены которых имеют ранний среднеаренигский возраст (нижняя базальтовая толща косгомбайской серии нижнего — среднего ордовика); восточнее, в районе горы Толпак, базальты имеют уже позднеаренигский возраст (нижняя базальтовая толща толпакской серии нижнего — среднего ордовика); одна-

ко еще восточнее базальты караулчекинской свиты в офиолитовом массиве Караулчеку, включаемом в состав Байдаулет-Александровского пояса, имеют до- или ранний среднеаренигский возраст. Офиолитовая ассоциация залегает в массиве в основании почти непрерывного разреза ордовика — нижнего силура, в котором на уровне карадока — ашгилла, выше кремнисто-туфогенной ажозекской свиты среднего аренига — лландейло, перекрывающей базальты, присутствуют островодужные вулканы, т. е. офиолиты слагают симатическое основание островной дуги. Приведенные данные позволяют реконструировать реликт спредингового центра в районе горы Толпак, к западу и к востоку от которого квазисимметрично удревняется возраст вулканических комплексов, а также залегающих на них кремнистых и туфогенно-кремнистых образований [35].

В Акчатауской зоне И. Ф. Никитиным с коллегами (1987 г.) в районе р. Арсалан базальтовые толщи, объединяемые в балгашокинскую свиту, судя по спискам конодонтовой фауны, собранной из туфосилицитовых прослоев среди эффузивов, имеют среднеаренигско-раннелландвирнский возраст.

Базальты офиолитовых ассоциаций аренига по петрохимическим особенностям (см. таблицу) близки либо к абиссальным, либо к островодужным толеитам, что, видимо, отражает их задуговую природу.

С офиолитовыми ассоциациями обеих зон связаны кремнистые толщи различного состава, залегающие обычно в тектонических покровах и сложенные яшмами, фтанитами, кремнистыми алеволитами (кремнистая толща космобайской серии), а также туфосилицитами и тепловыми туфами (например, кремнисто-туфогенно-терригенная толща толпакской серии). Возраст осадочных толщ меняется от позднего кембрия — тремадока до среднего ордовика [24, 35]. Породы, слагающие эти толщи, судя по их возрасту, слагали чехол не только базальтов аренига, но и каких-то более древних вулканитов, например раннекембрийских. Вместе с тем правомерно ставить вопрос о вероятном присутствии пока не идентифицированных достоверно базальтовых комплексов позднего кембрия — тремадока и среднего кембрия.

В пределах обеих зон распространены также флишевые и олистостромовые комплексы среднего — позднего ордовика [7], на которые, как правило, надвинуты офиолиты. В олистостромах часто кроме продуктов разрушения офиолитовых ассоциаций — базальтов, габброидов, силицитов — присутствуют глыбы известняков всех отделов кембрия [12], которые могли сноситься с островной дуги. Наиболее ярко это проявлено в горах Агырек, где такой обломочный материал поступал, вероятно, со стороны Бошекуль-Кендыктинского пояса, часть которого в современной структуре погребена под Шидертинской впадиной.

Кроме ордовикских олистостромов, характерных для обеих зон, в Акчатауской зоне в районе горы Токай [24] выделяются среднелландоверийские олистостромы, не известные в Майкаин-Кызылтасской зоне.

Возможным продолжением Акчатауской зоны на юго-восток на территории КНР могут быть офиолиты зон Майла и Тангбала [37]. Офиолиты зоны Майла считаются силурийскими, но органические остатки известны только из вмещающих их тектонические пластины флишеидных толщ силура, что позволяет видеть аналогию со строением Акчатауской зоны в районе горы Токай. Возраст самих офиолитов не определен. Офиолиты зоны Тангбала имеют аренигский возраст и, видимо, также могут быть отнесены к продолжению Акчатауской зоны, но так как в других офиолитовых зонах восточного сектора аналогичные образования этого возраста пока не известны, поэтому эти вопросы нуждаются в уточнении.

*Тектурмасская и Северобалхашская зоны.* Офиолиты и залегающие на них осадочные толщи находятся в основании почти непрерывных разрезов среднего палеозоя, развитых в обрамляющих зоны синклиноньных структурах. В ряде случаев: в районе развалин аула Базарбай и к северу от гор Аркалык в Тектурмасской зоне — сохранились стратигра-

фические контакты нижнепалеозойских и силурийских толщ, но в большинстве случаев такие соотношения затушеваны разнообразными разломами.

Офиолиты в обеих зонах участвуют в строении сложно построенных пакетов тектонических покровов, надвинутых последовательно один на другой с юга на север, причем пластины самого северного пакета, изгибаясь в складки, погружаются под структуру Нуринаского синклинория и являются параавтохтоном для более южных пакетов [36].

На сходство формационных комплексов раннего — среднего палеозоя в обеих зонах указано довольно давно [2], и сейчас оно принимается почти всеми исследователями. В Тектурмасской зоне выделяются две офиолитовые ассоциации, различающиеся по возрасту и петрохимическим характеристикам магматизма (см. таблицу): ранне(?)—среднеордовикская повышенной щелочности и среднеордовикская нормальной щелочности, которые фиксируют последовательные стадии раскрытия палеобассейна [20]. В составе более древней ассоциации, присутствующей только в самом южном тектоническом пакете, выделяются метаморфические перидотиты, в серпентинизированную массу которых погружены разновеликие блоки пород дезинтегрированного расслоенного комплекса, местами метаморфизованного в условиях амфиболитовой фации. Вулканиты ассоциации слагают преимущественно крупные пластины, залегающие на серпентинитовом меланже, и представлены субщелочными базальтами верхов аренига(?) — лланвирна (карамурунская толща). С ними ассоциированы силициты тектурмасской толщи лланвирна — нижнего карадока, которые, однако, чаще встречаются в виде олистолитов и олистоплаков в олистостромовой сарытауской свите верхнего карадока — среднего лландовери, залегающей на карамурунской толще.

В составе среднеордовикской ассоциации выделяются серпентинизированные перидотиты, габброиды расслоенного комплекса и плагιοграниты, рои диабазовых даексиллов, субпараллельных стратификации офиолитов [34], толеитовые базальты лландейло (кузекская свита).

На офиолитовых ассоциациях кроме олистострома залегают кремнисто-туфогенно-терригенная толща (базарбайская свита) верхнего карадока — среднего лландовери [6]. Олистостромы содержат в обломках продукты размыва офиолитов зоны и тектурмасских силицитов; в крупных пластинах мощностью до 250 м встречаются только яшмы и микрокварциты тектурмасской толщи. С юга на север от пакета к пакету проксимальные фации олистостромов сменяются дистальными, а затем кремнисто-туфогенной «нормальноосадочной» толщей. В этом же направлении увеличивается количество туфогенного дифференцированного по составу материала в их разрезах. Анализ фаций позволяет сделать вывод о шарьировании конседиментационных покровов-пластин с юга Жаман-Сарысуйского массива.

В Северобалхашской офиолитовой зоне обычно выделяются аналогичные Тектурмасской вещественные комплексы, среди которых пока лучше изучены стратифицированные базальтовые и кремнистые толщи [19]. Среди них различаются субщелочные базальты итмурундинской свиты, толеитовые базальты тюретайской и силициты казыкской свит, возраст которых в настоящее время уточняется.

По химическому составу базальты Тектурмасской и Северобалхашской зон сходны с базальтами энсиалических окраинных бассейнов типа Японского моря или района Южных Шетландских островов.

*Агадырская зона* располагается только в пределах западного сектора Восточного геоблока. В тектонических пластинах среди терригенных отложений силура залегают кремнисто-базальтовые комплексы. По данным И. Ф. Никитина и др. (1987 г.), в яшмах среди эффузивов встречаются конодонты карадока — ашгилла; по неопубликованным данным М. З. Новиковой, Н. А. Герасимовой и Л. А. Курковской, в туфосилицитовых прослоях среди эффузивов в районе гор Ткенекты обнаружены граптолиты позднего лландовери — венлока, т. е. в пределах зоны сосредоточены разновозрастные базальтовые комплексы. Таким образом,

кремнисто-базальтовые комплексы Агадырской зоны являются самыми молодыми из подобных им образований других зон, не являясь, однако, составной частью офиолитовых ассоциаций. Химический состав базальтов зоны близок к эффузивам энциалических бассейнов, но наличие эффузивов такого типа не исключается и для энсиматических окраинных бассейнов. Проблема упирается в вопрос о типе фундамента Жаман-Сарысуйского гипотетического массива, который будет рассмотрен ниже.

Пока не ясно, присутствуют ли возможные аналоги Агадырских кремнисто-базальтовых комплексов под восточной частью Прибалхашской кайнозойской наложенной впадины.

Из сказанного следует, что возраст базальтово-кремнистых комплексов разных зон Восточного геоблока различен в каждой из рассмотренных пар структур и намечается скачкообразное омоложение базальтов от зоны к зоне от его северо-восточной и северо-западной периферий в южном направлении, к границе с Западным геоблоком.

В Западном геоблоке офиолиты встречаются, кроме восточного обрамления Ишкеольмесского массива, в *Джалаир-Найманской* зоне, вытянутой в северо-западном направлении почти на 500 км. С юго-запада и северо-востока она обрамляется докембрийскими сиаллическими массивами, а сами офиолиты пространственно приурочены к региональным линейным зонам разломов. Породы офиолитовой ассоциации участвуют в строении сложных пакетов пластин и повсеместно находятся в тектонических соотношениях с разновозрастными окружающими толщами [33]. Возраст самих офиолитов и их базальтовых комплексов (ащисуйская свита и ее аналоги) является предметом дискуссий, так как до сих пор никаких органических остатков в них не обнаружено; он принимается либо венд-раннекембрийским [33], либо позднекембрийско-раннеордовикским [8]. Офиолитовые эффузивы относятся к субщелочным базальтам и трахибазальтам, к пикритам (см. таблицу) и наиболее близки к базальтам окраинных морей типа Японского моря.

В земной коре Центрального Казахстана по данным геофизики устанавливаются участки, совпадающие с некоторыми офиолитовыми зонами, где отсутствует гранитно-метаморфический геофизический слой [22], а его роль играют мощные деформированные терригенные толщи верхов ордовика — среднего палеозоя. По нашему мнению, эти явления отражают неполную раздавленность Акчатауской, Тектурмасской и *Джалаир-Найманской* офиолитовых зон, для которых они устанавливаются. Для этих зон предполагается наличие сильно сжатых корневых зон, откуда выдавливались офиолиты. Для остальных офиолитовых зон такие явления не устанавливаются и корни структур, видимо, целиком пережаты.

#### ПОЯСА ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ВУЛКАНИТОВ

В пояса дифференцированных (островодужных) вулканитов объединяются известково-щелочные серии, вулканогенно-терригенные и туфо-терригенные толщи раннепалеозойского возраста, приуроченные к одной, двум и более структурно-фациальным зонам в пределах пояса.

**Селетинский, Бошекуль-Кендыктинский и Центральночингизский пояса.** В *Селетинском* поясе в районе р. Аксу островодужные комплексы залегают стратиграфически выше вулканогенных и вулканогенно-кремнистых толщ нижнего кембрия (сазинская свита) [25]. Островодужный разрез расчленен на урумбайскую свиту верхней части среднего кембрия — пикриты, базальты, дациты; шункырацинскую свиту верхнего кембрия — базальты, трахибазальты, андезиты, трахиандезиты, дациты, трахидациты; аксуйскую свиту тремадока — пикриты, трахибазальты, бониниты, дациты.

В *Бошекуль-Кендыктинском* поясе островодужные комплексы расчленены на ряд свит и серий. Считается, что они несогласно залегают на венд-раннекембрийских офиолитах [31]. К островодужным комплексам относятся: бошекульская серия нижнего — среднего кембрия — базаль-



ты, тефроиды различного состава, трахибазальты, андезиты, андезито-базальты; кызылкаинская свита майского яруса — вулканиты основного и среднего состава, тефроиды, известняки; торткудуская серия верхнего кембрия — нижнего ордовика — тефроиды, лавы и туфы риодацитового состава, базальты; андезиты и андезито-дациты олентинской свиты тремадока; жельдыадырская свита аренига — глинистые яшмы, радиоляриты; торайская серия аренига — ашгилла — трахидациты, трахиты, трахиандезиты, тефроиды. Кроме того, в пределах пояса выделяется кендыктинская свита нижнего ордовика — базальты, андезито-базальты и их туфы и сарыбиданская свита нижнего — среднего ордовика — базальты, андезиты, их туфы, а также баянская свита карадока — андезито-базальты, андезиты и их туфы [18].

В *Центральночингизском* поясе формационно однотипные толщи дифференцированных вулканитов и других островодужных образований повторяются в стратиграфической колонке трижды и отвечает трем этапам развития, охватывающим средний кембрий — средний ордовик [27]. Представителями островодужных комплексов являются андезит-андезито-базальтовые, андезитовые вулканогенные формации, туфогенно-осадочные формации, а также смешанные вулканогенно-осадочные формации.

Вероятно, все три пояса являются фрагментами ранее единой островодужной системы, расчлененной на отдельные отрезки. Магматические комплексы всех поясов относятся к типичным известково-щелочным сериям с отчетливо выраженной натровой специализацией. Формирование островодужных комплексов происходило почти одновременно, а залегание на меланократовых комплексах указывает на возможную энсиматическую природу структур.

**Байдаулет-Александровский и Акбастауский пояса.** Изучение раннепалеозойских островодужных комплексов в этих поясах затруднено, так как на них наложены девонский и позднепалеозойский вулканические пояса орогенных вулканитов, из-за чего возникают трудности в идентификации толщ. Выходы заведомо раннепалеозойских образований в обоих поясах известны вдоль их границ с офиолитовыми зонами, центральные же части выделяемых структур сложены толщами девонских и позднепалеозойских орогенных вулканитов.

В *Байдаулет-Александровском* поясе к раннепалеозойским островодужным комплексам относятся боркинская и байдаулетовская свиты на юге пояса и майкаинская свита, вулканогенно-терригенная толща на его северной периферии. Наиболее древние дифференцированные вулканиты, по нашим данным, формировались в пределах пояса с аренига, судя по появлению пепловой кластики среднего и кислого состава в туфосилицитовых толщах обрамляющих офиолитовых зон, количество которой возрастает по направлению к Байдаулет-Александровскому поясу. Завершилось формирование известково-щелочных серий в конце ордовика [32]. В фундаменте Байдаулет-Александровского пояса некоторыми исследователями [11, 28] по геофизическим и косвенным геологическим данным выделяются докембрийские погруженные сиалические массивы, на которых формировались дифференцированные серии. Выделяемые погребенные массивы отличаются насыщенностью гранитоидными интрузиями, возрастным диапазоном от позднего ордовика — силура до перми — триаса. Это обстоятельство привлекается в качестве важного аргумента в пользу сиалической природы фундамента пояса, так как пограничные структуры с офиолитами практически лишены гранитов. Наличие сиалических массивов вызывает мало сомнений, однако прямых доказательств их докембрийского возраста пока не имеется. Данные по Матакскому горсту Спасского надвигового пояса, где выделялся метаморфический докембрийский (кабанкулакская свита) [23], до сих пор интерпретируются неоднозначно. В то же время вдоль северо-западной периферии Байдаулет-Александровского пояса в офиолитовом массиве Караулчеку В. Г. Степанцом, а затем М. З. Новиковой и Н. А. Герасимовой изучены известково-щелочные вулканиты среднего — позднего

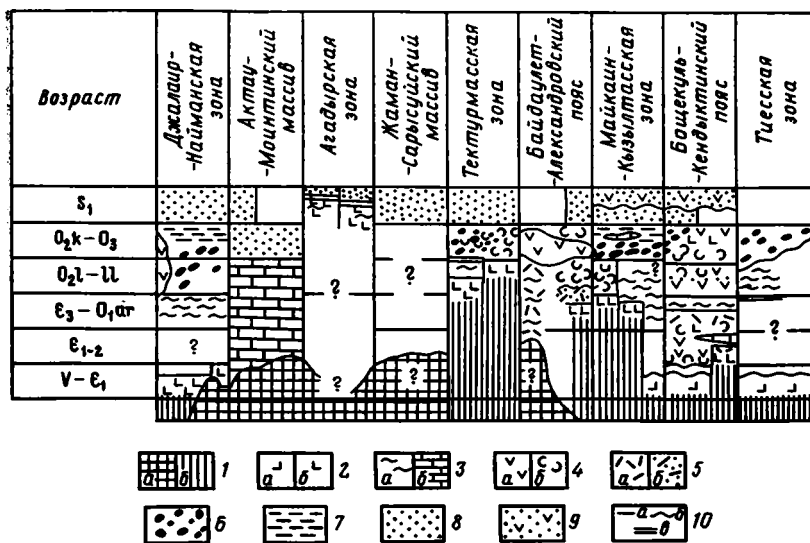


Рис. 2. Схема возрастных соотношений венд-раннепалеозойских формаций Центрального Казахстана

1 — массивы сиалического докембрия (а), меланократовый фундамент (б); 2 — толеновые и субщелочные базальты Н-типа и О-типа СОХ (а), базальты «окраинно-морского типа и островодужные толенты (б); 3—7 — формации: 3 — кремнистые (а) и карбонатные (б), 4 — базальт-андезитобазальт-андезитовые (а), кремнисто-туфогенно-терригенные с пирокластикой среднего и основного состава (б), 5 — риолит-андезит-базальтовые (а), вулканогенно-осадочные смешанного состава (б); 6 — олистостровые, 7 — флишевые; 8, 9 — молассы: 8 — нижние морские, 9 — верхние с орогенными вулканитами; 10 — границы согласного (а) и несогласного (б) налеганий, тектонические границы (в)

ордовика, залегающие в едином разрезе на офиолитовой ассоциации. Близкие по составу и возрасту комплексы известны в районе пос. Майкаин [18]. Приведенные данные прямо указывают на энсиматический характер фундамента известково-щелочных серий на этих участках. По всей вероятности, Байдаулет-Александровский пояс формировался на гетерогенном основании.

В Акбастауском поясе на северо-востоке выделяется непрерывно дифференцированная базальт-андезит-дацит-липариновая бабанская свита карадока — ашгилла. С вулканическими толщами сопряжены выходы диорит-тоналит-плагиигранитной формации позднего ордовика. На юго-западе дифференцированные комплексы представлены джаманшурукской свитой верхнего ордовика, сложенной андезитами, дацитами, их туфами и терригенными породами [27].

Таким образом, по имеющимся данным возраст островодужных вулканитов не опускается в кембрий. По составу они близки к эффузивам островных дуг.

Из всего сказанного следует, что известково-щелочные серии поясов дифференцированных вулканитов почти синхронны базальтовым комплексам офиолитовых зон (рис. 2). Исключение составляют базальты венда — раннего кембрия Тиесской и Алкамергенской (?), а возможно, и Джалаир-Найманской зоны. Анализ вещественного состава кремнистых и кремнисто-туфогенно-терригенных, флишевых, олистостровых и вулканогенно-осадочных формаций позволяет считать, что взаиморасположение офиолитовых зон и поясов известково-щелочных вулканитов внутри Восточного геоблока в современном структурном плане в основном соответствует их взаиморасположению в палеоструктуре (без учета сближения при коллизии), хотя везде отмечаются только тектонические соотношения между выделяемыми структурными элементами. Однако свидетельств переброса одних зон через другие не имеется, т. е. офиолитовые зоны являются сутурами, с которыми сопряжены офиолитовые аллохтоны внутри этих зон.

## ЖАМАН-САРЫСУЙСКИЙ И БАЛХАШСКИЙ ГИПОТЕТИЧЕСКИЕ ПОГРУЖЕННЫЕ МАССИВЫ ДЖУНГАРО-БАЛХАШСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

В настоящее время вопрос о природе и возрасте этих гипотетических массивов остается открытым. Из возможных вариантов его решения предпочтительными представляются два. В первом случае массивы могут быть сложены метаморфическим сиалическим докембрием и представлять собой северо-восточную погруженную периферию Актау-Джунгарского массива. Во втором случае фундамент массивов может быть образован скученными офиолитовыми и олистостромовыми комплексами, гранитизированными в среднем — позднем палеозое. Аргументация, которую можно привести в поддержку какого-либо варианта, сводится к следующему. 1. С выделяемыми массивами совпадают области максимальной концентрации гранитных интрузий девонского, каменноугольного, пермского и триасового возрастов, которые могут рассматриваться как продукты плавления сиалических масс. 2. Оба массива сложены «легкими» в гравиметрическом отношении породами. 3. Химический состав наиболее ранних базальтов Тектурмасской, Северобалхашской и Агадырской зон, для которых характерны повышенные содержания щелочей, фосфора и титана, позволяет связывать их формирование с рифтингом, а затем и с полным разрывом коры континентального типа [6]. 4. Глыбы кварцито-гнейсов среди серпентинитового меланжа в районе гор. Нурчекен, обнаруженные Е. Ю. Барабошкиным и А. Ф. Читалиным, а также блок кварцито-песчаников (Тектурмасская зона), сходных, по мнению Т. Н. Херасковой, с позднерифейскими и вендскими обломочными кварцитами [27], могут свидетельствовать о наличии сиалического субстрата в пределах погруженных массивов.

Таким образом, достаточно уверенно намечается связь Тиесской и Аркалыкской зон и зоны к востоку от Ишкеольмесского массива докембрия; Майкаин-Кызылтасской и Акчатауской зон; Тектурмасской и Северобалхашской офиолитовых зон; Селетинского, Бошекуль-Кендыктинского и Центральнотингизского, Байдаулет-Александровского и Акбастауского поясов островодужных вулканитов и, наконец, Жаман-Сарысуйского и Балхашского гипотетических погруженных массивов. Сопоставления подтверждаются также наличием сходного набора формаций, которые здесь подробно не рассматриваются.

В связи с изложенным представляется возможным по-новому трактовать позднедокембриско-раннепалеозойскую историю развития Центрального Казахстана (рис. 3) и считать, что далеко не все офиолитовые зоны являются реликтами венд-раннекембрийского Казахско-Монгольского палеоокеана, в раннем палеозое расчлененного системой островных дуг на ряд остаточных бассейнов [27]. Более аргументированным можно считать представление о возникновении в ордовике или, возможно, несколько ранее вдоль активной окраины докембрийского микроконтинента (Западный геоблок) и палеоокеанического бассейна с корой венд-раннекембрийского возраста (Восточный геоблок) системы окраинных морей, реликты которых обнаруживаются в Майкаин-Кызылтасской и Акчатауской, Тектурмасской и Северобалхашской, Агадырской, Джалаир-Найманской офиолитовых зонах. Следует отметить, что раннепалеозойские комплексы этих зон Центрального Казахстана уже рассматривались в целом как возможные аналоги современных окраинно-морских или малых океанических структур Т. Н. Херасковой [29], однако в данной работе предлагается считать офиолитовые зоны, кроме Тиесской, Аркалыкской и восточного обрамления Ишкеольмесского массива, реликтами системы из нескольких таких бассейнов.

Формирование новообразованной коры океанического типа происходило в этих палеобассейнах дифференцированно во времени и сопровождалось проявлениями известково-щелочного магматизма в разделяющих их островных дугах. Представляется, что образование бассейнов происходило посредством задугового или междугового спрединга,

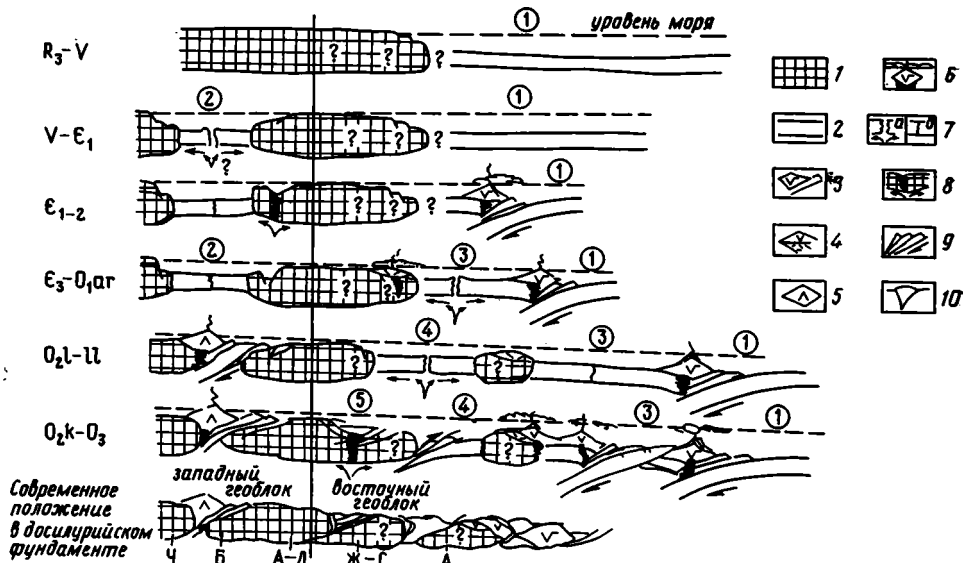


Рис. 3. Геодинамические палеорекострукции для позднекембрийско-раннепалеозойских комплексов Центрального Казахстана  
 1 — докембрийский сиалический субстрат; 2 — кора океанического типа; 3—5 — вулканические островные дуги: 3 — Селеты-Бошекуль-Чингизская, 4 — Байдаулет-Акбастауская, 5 — Степняк-Бетпақдалинская; 6 — действующие вулканические дуги; 7 — бассейны, в которых происходит спрединг (а), бассейны, где спрединг прекратился и преобладает кремненакопление (б); 8 — участки континентальной коры, подвергшейся рифтингу; 9 — зоны тектонической аккреции — скупивания, в которых происходит формирование олистостромовых комплексов; 10 — офиолитовые зоны в современной структуре. Цифры в кружках: 1 — Казахско-Монгольский океан; 2—6 — бассейны окраинно-морского типа: 2 — Джалаир-Найманский, 3 — Майкаин — Акчатауский, 4 — Тектурмас — Северо-Балхашский, 5 — Агадырский. Буквами обозначены: сиалические массивы докембрия: Ч — Чуйский, Б — Бурунтауский, А—Д — Актау — Джунгарский; гипотетические погруженные массивы: Ж—С — Жаман-Сарысуыйский, А — Александровский

а на начальных стадиях раскрытия ряда энсиалических структур — посредством утонения и полного разрыва континентальной коры, что могло сопровождаться отчленением от микроконтинента различных по величине блоков, которые могли впоследствии оказаться в составе фундамента островных дуг и погруженных массивов Восточного геоблока.

Омоложение возраста новообразованной коры океанического типа от раннеордовикского до позднеордовикского и раннесилурийского по направлению от предполагаемого океана к микроконтиненту отличается от того, что наблюдается в современных окраинных морях Западно-Тихоокеанского пояса [16]. Этот факт, вероятно, еще требует объяснения, но представляется объективно установленным. Причина такого омоложения может крыться в положении Казахстанского блока между линейными складчатыми системами Урала, Южного Тянь-Шаня и Иртыш-Зайсанской области, в которых известны раннепалеозойские офиолитовые ассоциации, сопоставляемые с продуктами океанического спрединга [17].

Столкновение микроконтинента (микроконтинентов) Западного геоблока с вулканическими островными дугами Восточного геоблока привело к перерождению зон спрединга в зоны скупивания. Столкновения растянуты во времени от среднего — позднего ордовика до середины девона и фиксируются этапами олистостромообразования, а затем фазами позднекаледонских складчатостей, которые проявились почти во всех офиолитовых зонах на границах с островными дугами и погруженными гипотетическими массивами в разное время, с разной интенсивностью и продолжительностью.

Максимальная интенсивность тектонических процессов на позднекаледонском и герцинском этапах развития Центрального Казахстана

фиксируется в пределах офиолитовых зон, что привело к консолидации и зачастую к полному сближению блоков с разновозрастной корой континентального типа, расплющиванию и выжиманию пластичных меланократовых комплексов вдоль зон разломов. Меланократовая природа этих зон подчеркивается тем, что они практически не подвергались воздействию гранитов.

Следует отметить, что наименее ясной в предлагаемой схеме является историко-геологическая позиция офиолитов Джалаир-Найманской зоны, так как отсутствуют достоверные данные об их возрасте.

Не исключено, что сочленение Восточного и Западного геоблоков в районе гор Еремантау осуществлялось по трансформному разлому. Аналогичное предположение можно высказать по отношению к зоне сочленения западного и восточного секторов Восточного геоблока, на что ранее указывалось применительно к среднему и позднему палеозою [15].

Раннепалеозойский структурный план в значительной степени был унаследован в силурийское время [3]. Раннедевонские комплексы в основном приурочены к тем же структурам, что и силурийские, и только среднедевонско-верхнепалеозойские толщи выполняют резко наложенные структуры. В современном структурном плане раннепалеозойская зональность оказалась значительно переориентированной и деформированной.

Автор считает своим долгом выразить благодарность Е. Е. Милановскому, А. Л. Книпперу, С. Г. Самыгину и Н. А. Герасимовой, чьи критические замечания способствовали улучшению работы.

#### Список литературы

1. Антонюк Р. М., Ляпичев Г. Ф., Маркова Н. Г. и др. Структуры и эволюция земной коры Центрального Казахстана//Геотектоника. 1977. № 5. С. 71—82.
2. Афоничев Н. А., Кошкин В. Я., Михайлов А. Е. и др. О возрасте уртыньжальской серии Центрального Казахстана//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 7. С. 90—93.
3. Бандалетов С. М. Силур Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1969. 156 с.
4. Беспалов В. Ф. Тектонические покровы в Центральном Казахстане//Докл. АН СССР. 1976. Т. 207. № 3. С. 676—679.
5. Беспалов В. Ф. Система тектонических покровов Казахстана//Геотектоника. 1980. № 2. С. 78—94.
6. Бесстраинов В. М., Герасимова Н. А., Герман Л. Л. и др. Особенности строения нижнепалеозойских комплексов Тектурмасского и Майкаин-Кызылтасского районов//Тез. докл. XXI Всесоюз. тектонич. совещ. М.: Наука, 1988.
7. Борисенко В. И., Рязанцев А. В., Дегтярев К. Е. и др. Палеозойская геодинамика Центрального Казахстана//Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным геокартированием. М.: Наука, 1989. С. 81—95.
8. Геологическая карта Казахстана и Средней Азии/Под ред. Афоничева Н. А. и Власова Н. Г. Масштаб 1 : 1 500 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1981.
9. Геология Северного Казахстана. Ч. 1. Алма-Ата: Наука, 1987. 221 с.
10. Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм//М.: Тр. ГИН АН СССР. Вып. 396. М.: Наука, 1984. 224 с.
11. Зайцев Ю. А. Эволюция геосинклиналей. М.: Недра, 1984. 208 с.
12. Конева С. П. Стенотеконды и беззамковые брахиоподы нижнего и низов среднего кембрия. Алма-Ата: Наука, 1979. 124 с.
13. Кузнецов И. Е., Якубчук А. С., Новикова М. З. Офиолиты района горы Толпак северо-востока Центрального Казахстана//Бюлл. МОИП. Сер. геол. 1990. Вып. 4. С. 75—77.
14. Курковская Л. А. Комплексы конодонтов из кремнистых и вулканогенно-кремнистых толщ ордовика Центрального Казахстана//Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1985. С. 164—176.
15. Курчапов А. М. Зональность девонского орогенного вулканизма Казахстана и Средней Азии//Геотектоника. 1985. № 6. С. 62—73.
16. Милановский Е. Е., Никишин А. М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс//Бюлл. МОИП. Сер. геол. 1988. Т. 63. С. 3—15.
17. Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Фрагменты Палеопаифики в центре Евразийского континента//Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 30—46.
18. Никитин И. Ф. Ордовик Казахстана. Ч. 1. Алма-Ата: Наука, 1972. 244 с.
19. Новикова М. З., Герасимова Н. А., Дубинина С. В. Конодонты из вулканогенно-кремнистого комплекса Северного Прибалхашья//Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 6. С. 1449—1451.

20. Новикова М. З., Герман Л. Л., Кузнецов И. Е. и др. Офиолиты Тектурмасской зоны//Тр. IV Казахстан. петрогр. совещ. В печати.
21. Рязанцев А. В., Герман Л. Л., Десярев К. Е. и др. Нижнепалеозойские хаотические комплексы в Восточном Ерементау (Центральный Казахстан)//Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 2. С. 406—410.
22. Сеитов Н. С. Рифейско-нижнепалеозойские офиолитовые зоны Казахстана как микрокеанические сuture//Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1988. № 4. С. 22—36.
23. Сигачева Н. Н. Геология метаморфических комплексов Спасского антиклинория варисид Центрального Казахстана: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Изд-во МГУ, 1979. 24 с.
24. Сигачева Н. Н., Самыгин М. Г., Мусатов Д. И. и др. Крупномасштабные карты отдельных районов Казахстана (Северо-Западное Предцингизье)//Тез. докл. XXI Всесоюз. тектонич. совещ. М.: Наука, 1988. С. 69—71.
25. Спиридонов Э. М., Сигачев С. П., Ившин Н. К. и др. Специфика островодужного комплекса тремадока Северного Казахстана//Докл. АН СССР. 1988. Т. 301. № 2. С. 415—420.
26. Степанец В. Г. Два типа офиолитовых ассоциаций северо-востока Центрального Казахстана//Петрология и минералогия Казахстана. Ч. II//Тез. докл. IV Казахстан. петрогр. совещ. Алма-Ата: Наука, 1988. С. 79—81.
27. Тектоника Казахстана//Объяснительная записка к тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1 : 2 500 000. М.: Наука, 1982. 139 с.
28. Тектоническое строение Казахстана (по геофизическим данным). Алма-Ата: Наука, 1975. 168 с.
29. Хераскова Т. Н. Венд-кембрийские формации каледонид Азии//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 386. М.: Наука, 1986. 245 с.
30. Хромых Б. Ф. Новые данные о венд-раннепалеозойском развитии и металлогении Бошекульского рудного района//Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1986. № 6. (292) С. 20—34.
31. Хромых Б. Ф. Геологическое строение и развитие каледонид Бошекульского района (Центральный Казахстан): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата: ИГН АН КазССР. 1988. 19 с.
32. Читалин А. Ф. К стратиграфии ордовика Спасского антиклинория (Центральный Казахстан)//Бюл. МОИП. Сер. геол. 1989. Т. 64. Вып. 2. С. 55—63.
33. Чу-Илийский рудный пояс. Алма-Ата, Наука, 1980. 504 с.
34. Якубчук А. С., Степанец В. Г., Герман Л. Л. Рои пластинчатых даек, субпараллельных расчлененности в офиолитовых массивах,— свидетели спрединга//Докл. АН СССР. 1988. Т. 298. № 5. С. 1193—1198.
35. Якубчук А. С., Степанец В. Г., Новикова М. З. и др. О выявлении осевой палеоспрединговой зоны в ордовикских офиолитах Центрального Казахстана//Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 5. С. 1198—1202.
36. Якубчук А. С., Читалин А. Ф., Барабоскин Е. Ю. Варисийская тектоника Тектурмасской офиолитовой зоны (Центральный Казахстан)//Геотектоника. 1989. № 5. С. 71—80.
37. Feng Y. Characteristics of ancient plate tectonics in West Junggar//Bull. Xi'an Inst. Geol. Min. Res., Chinese Acad. Geol. Sci. 1987. № 18.

Геологический факультет  
Московского государственного университета,  
Москва, 117234

Поступила в редакцию  
12.V.1989

УДК 551.24 (235.216.1)

© 1990 г.

КУЗНЕЦОВ Л. В., ЛЫТОЧКИН В. Н., НЕНАХОВ В. М.,  
ПЕРФИЛЬЕВ А. С.**ПОЛИМИКТОВЫЙ ТЕРРИГЕННЫЙ МЕЛАНЖ АЛАЙСКОГО  
ХРЕБТА**

В статье рассмотрен терригенный полимиктовый тектонический меланж, впервые детально изученный для территории СССР. Матрикс меланжа сложен тектонизированными песчаниками, алевролитами и сланцами силурийского возраста. Тектонические глыбы образованы разнофациальными породами кембро-ордовикского, силурийского, девонского и каменноугольного возраста. Предлагается модель механизма образования меланжа с связи с коллизионной зоной субдукции.

**ВВЕДЕНИЕ**

Мобилистские представления в тектонике стимулировали новый взрыв интереса к глыбовым горизонтам (микститам) разного типа и генезиса. Во многих случаях тектонические микститы помогают выявить шарьяжи (серпентинитовые меланжи), а осадочные микститы определяют время, направление и характер горизонтальных перемещений (олистостромы). Приуроченность тех и других к подошве тектонических покровов приводит к смешению тектонических и чисто осадочных признаков в конкретных микститах, что затрудняет их генетическую интерпретацию.

В последние годы удалось выявить новый, мало известный класс тектонических микститов — терригенные меланжи. Указания на такие меланжи встречаются в литературе очень редко. В частности, они отмечены на Южном Тянь-Шане [1]. В северных предгорьях Алайского хребта терригенные меланжи начали выделяться при геологическом картировании в самые последние годы (С. И. Белов и авторы настоящей статьи). С. И. Белов и др. в 1987 г. впервые ввели в региональную легенду геологических карт масштаба 1:50 000 новый тип тектоногенных образований — терригенные полимиктовые и мономиктовые меланжи. Появились данные о существовании таких меланжей и в других регионах, в частности в Корьякии. По-видимому, терригенные меланжи входят в состав сложного францисканского комплекса Калифорнии наряду с тектоническими и осадочными микститами.

Терригенные меланжи представляют собой сложные тектонические образования, слагающие обычно широкие поля (первые километры — десятки километров) и прослеживающиеся на десятки километров по простиранию. Меланж состоит из тектонизированного матрикса, образовавшегося по терригенным породам, среди которых значительная роль принадлежит тонкообломочным и глинистым фракциям. Степень его тектонизации доходит до предельного милонита. В апотерригенный тектонит включены глыбы самых разнообразных пород. По составу глыб, как и в серпентинитовом меланже, можно выделить полимиктовые и мономиктовые его разновидности. Наибольший интерес представляют собой полимиктовые меланжи.

Определяющая особенность полимиктовых терригенных меланжей заключается в том, что тектонизированная матрица образована по породам заведомо более древним, чем большинство включенных в него глыб, хотя наряду с молодыми глыбами могут присутствовать и блоки пород более древних, чем первичные породы матрикса. В этом отношении полимиктовые терригенные меланжи принципиально отличаются от подшарьяжных меланжей, развивающихся за счет тектонизации олисто-

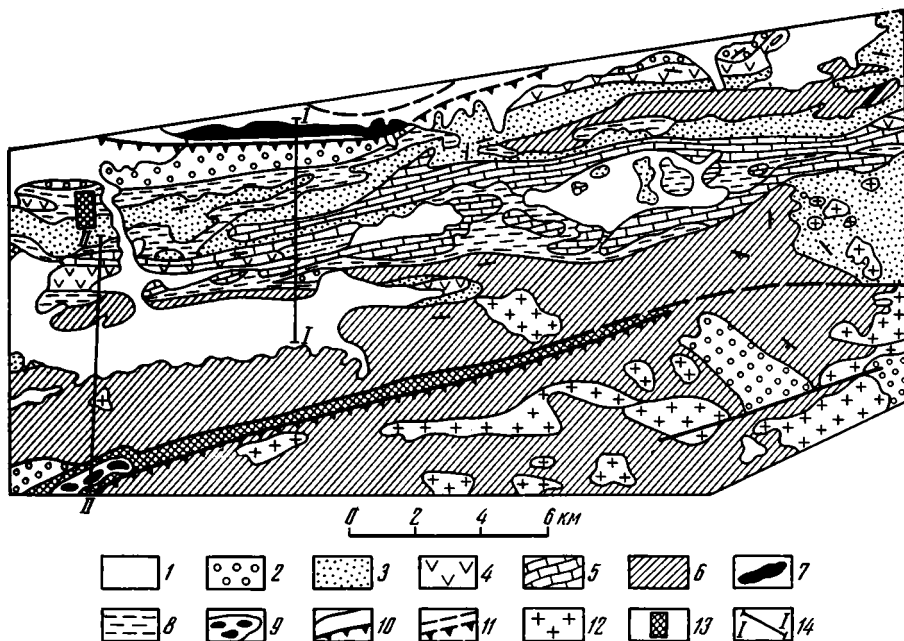


Рис. 1. Структурная схема северных склонов Центрального Туркестано-Алая  
 1 — мезозойско-кайнозойские отложения; 2 — молассово-флишодный комплекс герцинских коллизионных прогибов; 3—5 — аллохтонные структурно-вещественные комплексы (СВК); 3 — терригенный; 4 — вулканогенно-осадочный (офиолитовый), 5 — известняковый; 6 — параавтохтонный существенно доломитовый СВК; 7—9 — тектоногенные образования (меланжи); 7 — серпентинитовый, 8 — терригенный полимиктовый гальского типа, 9 — метаморфический апотерригенный аугульского типа; 10 — Аугульская коллизионная шовная зона; 11 — Канская коллизионная шовная зона; 12 — магматические образования; 13 — участок дегализации (рис. 2); 14 — линии схематических разрезов (рис. 5)

стромов, где наблюдаются обратные возрастные соотношения слагающих пород. Следует сказать, что без надежной возрастной привязки первичных пород матрицы и глыб разделение тех и других образований становится затруднительным.

Терригенные меланжи широко распространены в северных предгорьях Алайского хребта, слагая протяженные полосы широтного простирания. Южнее «депрессий 40-й параллели» типичные терригенные меланжи не встречаются. Однако в районе Аугульской шовной зоны отмечаются метаморфизованные аналоги терригенного меланжа, выведенные на поверхность по крутым разломам (рис. 1).

В строении северных предгорий Алайского хребта, согласно данным [2—4, 9], выделяется несколько крупных структурно-вещественных комплексов (СВК) среднепалеозойского возраста. Параавтохтон представлен известняково-доломитовыми фациями внутреннего шельфа Алайского микроконтинента, нижняя аллохтонная единица образована терригенными, кремнистыми и частично известняковыми отложениями северного континентального склона и подножия этого микроконтинента, а верхняя аллохтонная единица сложена породами офиолитовой ассоциации северной палеоокеанической структуры. Последовательная обдукция комплексов с севера на юг на Алайский микроконтинент происходила в среднекаменноугольное время. В северной части предгорий Алайского хребта протягивается Канская полоса серпентинитовых меланжей и динамосланцев, которая, видимо, фиксирует более раннюю (раннекаменноугольную), чем обдукция, зону субдукции океанической коры, погружавшуюся под микроконтинент. В среднем — позднем карбоне тектонические покровы были деформированы. На эту структуру наложены ретронадвиги и складки с северной вергентностью. Значительные де-



формации (надвиги и взбросы) связаны с альпийским этапом структурообразования.

В большинстве случаев матрица меланжей образовалась по терригенным породам силурийского возраста, а включенные в нее блоки, как и перекрывающие пластины, имеют широкий диапазон возрастов от кембрия до среднего карбона включительно.

### ТУЛЬСКИЙ ТЕРРИГЕННЫЙ МЕЛАНЖ

В качестве тектонотипа полимиктового терригенного меланжа выбран Тульский меланж, обнаженный в нижнем течении р. Сох. Полоса меланжа прослежена в широтном направлении от пос. Баткен на западе до руч. Шурн на востоке. Наиболее полно он выражен на левом берегу р. Сох, где максимальная ширина полосы достигает 4 км; общая ее протяженность порядка 60 км (см. рис. 1).

Глыбовый характер Тульского меланжа был впервые отмечен А. В. Жданом [5]. Однако он, как и предшественники, считал эти образования силурийскими на основании сборов граптолитов только из тектонизированного матрикса. Шагом вперед явилось представление А. В. Ждана о глыбовом характере лlandoверийских углеродисто-кремнистых сланцев среди верхнесилурийских глинистых сланцев и песчаников. Слабая палеонтологическая характеристика глыб карбонатных и терригенно-кремнистых пород, а также неверная интерпретация их соотношений с тектонитами матрикса не позволили ему на той стадии изученности сделать корректные выводы.

Представления о тектоногенном происхождении Тульского меланжа были высказаны в производственном отчете (Ненахов и др., 1986 г.), где доказывался глыбовый характер нижнекаменноугольных известняков с кремнями среди матричного тектонита по силурийским сланцам.

В течение двух последних лет авторы статьи проводили детальное исследование всей полосы развития терригенного меланжа, в особенности в окрестностях пос. Туль, где была проведена геологическая съемка м-ба 1 : 10 000 (рис. 2).

Северная граница полосы пород Тульского меланжа проходит по Северо-Катранскому разлому, по которому меланж взброшен на мезозойско-кайнозойские и позднепалеозойские отложения. С юга на меланж надвинуты терригенные и карбонатные отложения среднего палеозоя, Тульский меланж структурно подстилает пластины среднепалеозойских образований, а его нижняя граница не известна.

Матриksom меланжа является тектонит по сланцам и песчаникам силура, среди которых выделяются две основные литологические разновидности — черные углеродисто-кремнистые сланцы с линзовидными прослоями кремней лlandoверийского возраста и серые, зеленовато-серые глинистые сланцы с прослоями субаркозовых и кварцевых песчаников, отвечающие интервалу позднего венлока — пржидолия (пульгонская свита). Последние широко развиты среди пластин, структурно перекрывающих терригенный меланж, в то время как черные углеродисто-кремнистые сланцы лlandoвери встречаются только в составе матрикса меланжа или тектонических глыб. Отличие в составе и окраске позволяют легко различать оба типа матрикса в поле, даже в случае их предельной тектонизации.

Степень тектонизации пород матрикса различна — от предельного мilonита через относительно слабую степень деструктированности до практически неизменных, содержащих многочисленные остатки граптолитов, разновидностей и представляющих собой наряду с образованиями другого состава глыбы и обдавыши, погруженные в матричный тектонит. Показателем степени тектонизации силурийских сланцев наряду с другими признаками (рассланцевание, будинаж, кливажирование, перетертость) является увеличение размеров рабдосом граптолитов в 3—4 раза по сравнению с их нормальными размерами.

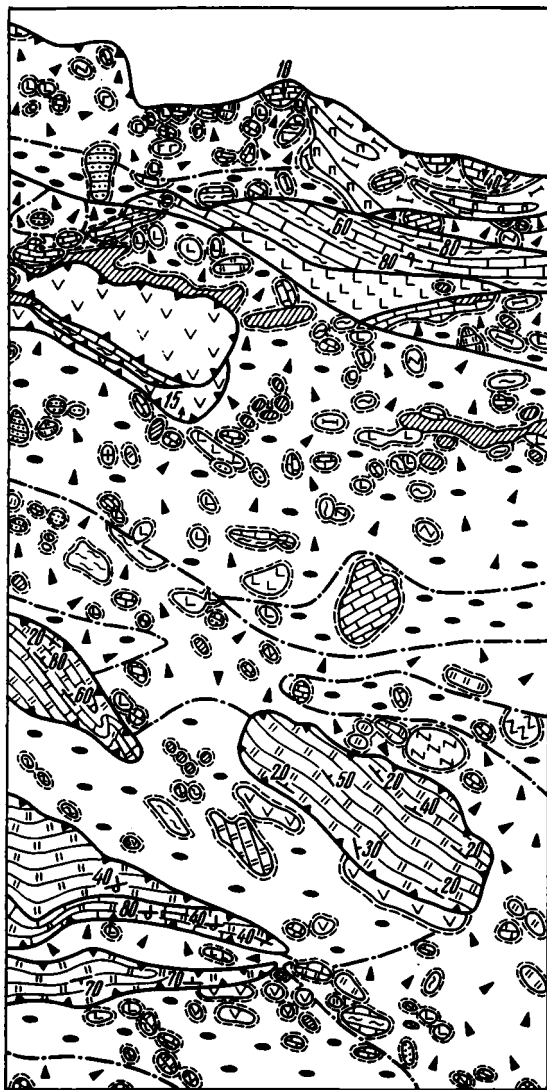
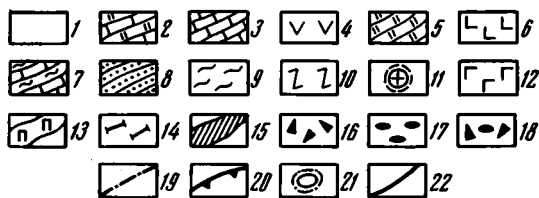


Рис. 2. Детальная геологическая карта терригенного меланжа в районе пос. Туль

1 — мезозойско-кайнозойские отложения; 2—15 — пластины на меланже и глыбы внутри меланжа; 2 — известняки и кремни (биданинская свита  $C_1$ ), 3 — известняки ( $C_1$ ), 4 — лавы и туфы андезитового состава (караташская свита  $C_1$ ), 5 — слоистые кремни (тамашинская свита  $D_{1-2}$ ), 6 — базальтоиды с прослоями кремней (араванская свита  $D_{1-2}$ ), 7 — известняки с прослоями алевролитов и сланцев (курсалинская свита  $S_{1-2}$ ), 8 — песчаники и сланцы (пульгонская свита  $S_{1-2}$ ), 9 — углеродисто-кремнистые сланцы ( $S_{1l}$ ), 10 — черные фтаниты ( $S?$ ), 11 — глыбы гранитпорфиров и альбитофиров, 12 — глыбы гранофировых габброидов, 13 — гипербазит-габбровые тела расслоенного комплекса, 14 — серпентиниты и серпентинитовый меланж с глыбами известняков верхнего силура — нижнего девона, 15 — листвени-ты; 16—18 — терригенный меланж с разным матриком: 16 — тектонит по углеродисто-кремнистым породам ( $S_{1l}$ ), 17 — тектонит по песчано-сланцевым породам пульгонской свиты ( $S_{1-2}$ ), 18 — тектонит по неразделенным силурийским терригенным породам; 19—21 — границы; 19 — между терригенным меланжем с разным матриком, 20 — тектонических пластин, 21 — глыб в меланже; 22 — крутые разломы



Граптолиты, собранные из черных углеродисто-кремнистых сланцев, характеризуют все три подъяруса лландовери с общим преобладанием позднелландоверийских форм. Находки граптолитов в глинистых сланцах пульгонской свиты указывают на их поздненевлоцкий — лудловский возраст.

Соотношения между тектонизированными и неизменными частями варьируют в широких пределах. Матричный тектонит может составлять от 10 до 80% объема терригенного меланжа. Размеры недеструктурированных участков (фактически глыб), меняющиеся в широких пределах (от первых сантиметров до сотен метров), их сложная форма, степень насыщенности ими матрикса, а также нечеткие различия в окраске и физико-механических свойствах не позволяют отобразить в масштабе 1:50 000 и даже 1:10 000 породы матричного тектонита по

силурийским образованиям так, чтобы было видно их отличие от неизмененных граптолитовых сланцев силура. В связи с этим для масштаба 1 : 10 000 и мельче мы выделяем объединенный матрикс меланжа по силурийским граптолитовым сланцам, в той или иной степени тектонизированным, учитывая, что при более крупном масштабе возможно разделение матричного тектонита и недеструктурированных участков.

Слаботектонизированные породы матрикса представляют собой либо относительно крупные глыбы неправильной формы, либо обдавыши округлой изометричной, рулетообразной или линзовидной формы небольшого (обычно десятки сантиметров) размера, внешне напоминающие будины. Хаотическое, разобщенное, иногда кулисообразное относительно друг друга распределение обдавышей в матричном тектоните, их округлая, часто почти идеально шаровидная форма и другие структуры тектонического вращения, отсутствие пережимных шеек свидетельствуют о дифференцированном пластическом материале, не укладываемом в простой механизм тектонического раздавливания.

Чаще всего в виде обдавышей в меланже присутствуют более крепкие компетентные породы — кварцитовидные и аркозовые песчаники, кремни, известняки, редко тонкопереслаивающиеся углеродисто-кремнистые сланцы и кремни, а также песчаники и глинистые сланцы, которые выжимаются из тектонизированного пластичного апосланцевого матрикса.

Матричный тектонит представлен двумя основными разновидностями — тонкообломочной брекчией, состоящей из обломков различных пород (преимущественно сланцев, реже кремней, песчаников), погруженных в перетертый глинисто-алевролитовый материал, и предельный тектонитом, представленным глиной трения. В нем наблюдается несколько систем кливажа. В южной части зоны меланжа трещины кливажа в матриксе полого (30—40°) наклонены к северу, в центральной части отмечаются две системы кливажа северного падения под углами 70—80 и 15—20°, в северной части кливаж имеет южное падение (50—60°). Во многих случаях по кливажу устанавливаются изоклинальные и крутые малоамплитудные деформации. Трещины кливажа накладываются как на сильно тектонизированные, так и на относительно ненаруженные разности.

Наблюдается несколько вариантов взаимоотношений двух основных литологических типов пород, слагающих тектонический матрикс: 1) глинистые сланцы и песчаники пульгонской свиты вместе с другими образованиями нижнего — среднего палеозоя в виде обдавышей и глыб различного размера заключены в различной степени тектонизированные черные углеродисто-кремнистые сланцы лландовери; 2) черные сланцы лландовери погружены в матрикс по тектониту из зеленовато-серых, темно-серых глинистых сланцев и песчаников пульгонской свиты; 3) на отдельных участках объемы той и другой разности примерно равны и между ними наблюдаются очень сложные, причудливо деформированные взаимопроникающие контакты, не позволяющие разделить оба типа пород.

Эти основные разновидности, слагающие матрикс, образуют незакономерно расположенные, линзовидно или кулисообразно сменяющие друг друга субширотные полосы шириной от первых десятков до сотен метров. Такие сочетания, наряду с большим количеством чужеродных глыб и обдавышей, обуславливают весьма пестрый общий облик меланжа.

Глыбы в меланже характеризуются большим разнообразием состава. Среди них присутствуют осадочные, вулканогенные, интрузивные, метаморфические образования, а также фрагменты серпентинитового меланжа.

Наиболее древние породы представлены черными массивно-слоистыми фтанитами и онколитовыми доломитами, условно относимыми к кембрию. Широкое развитие имеют глыбы терригенного структурно-важественного комплекса силура — девона. В ненаруженных тектониче-

ских пластинах нижняя часть этого разреза сложена граптолитовыми глинистыми сланцами и аркозовыми песчаниками позднего венлока — пржидолия. В верхней части распространены запесоченные алевролиты, грубозернистые полимиктовые песчаники и конгломераты широкого возрастного диапазона от пржидолия до франа. В виде тектонических глыб в меланже присутствуют все элементы терригенного комплекса.

Не менее широко в виде глыб распространены образования конденсированного карбонатно-терригенно-кремнистого СВК, в котором выделяются три стратиграфические единицы. Низы слагают битуминозные аргиллиты и калькарениты раннего венлока — пржидолия, содержащие богатые комплексы граптолитов, конодонтов, остракод, мшанок. Средняя — лохковско-визейская — часть состоит преимущественно из кремней-радиоляритов с многочисленными конодонтами. Венчают разрез известняки визейского и башкирского ярусов, охарактеризованные конодонтами, гониатитами, криноидеями. В глыбах присутствуют отдельные части триады, реже наблюдаются глыбы, состоящие из двух смежных частей разреза.

Глыбы карбонатного СВК представлены грубослоистыми известняками с криноидеями и брахиоподами позднего силура — раннего девона, а также оолитовыми известняками с фораминиферами визе.

Изверженные породы и меланжи представляют три структурно-вещественных комплекса. К ним относятся фрагменты офиолитового комплекса силурийско-девонского возраста, представленные глыбами толентовых базальтов и их туфов, гарцбургит — пироксенит — габбро-норитовых расслоенных тел, тектонизированных серпентинитов. Фрагменты островодужного комплекса раннего-среднего карбона сложены агломератовыми туфами и лавами андезитов, трахиандезитов, андезитодацитов с прослоями и линзами кремней, кремнистых сланцев и известняков. В отдельных глыбах сохранились части вулканических построек с жерлами, лапиллиевыми горизонтами, лахаровыми брекчиями в ассоциации с субвулканической фацией, представленной гранит-порфирами. Третий магматический комплекс образует глыбы высокотитанистых графофировых конга-диабазов, известные в нормальном залегании несколько южнее в палеорифтогенной структуре.

В северной части полосы развития меланжа широко развиты глыбы листовитов, содержащих рассеянную вкрапленность киновари и самородной ртути. Метаморфогенные образования для терригенного меланжа в целом не характерны. Весьма редко встречаются глыбы апобазитовых динамосланцев канской серии.

Размеры глыб варьируют в широких пределах — от 0,5—1,0 м до десятков, реже сотен метров. Форма их в плане зависит от физико-механических свойств. Компетентные глыбы обычно имеют приближающуюся к изометричной форму (рис. 3), наиболее крупные из них пластинообразные, ориентированные длинной осью в широтном направлении. Контакты резкие, в крупных телах крутопогружающиеся в матрикс. В мелких глыбах контакты как крутые, так и субгоризонтальные. В последнем случае морфологические различия глыб и фрагментов пластин, перекрывающих меланж, стираются. Вокруг глыб часто наблюдается тектоническая рубашка мощностью 0,3—1,0 м из своих же обломков дрсвяной размерности. В случае отсутствия такой рубашки вблизи глыб матрикс меланжа представлен милонитом и обогащен лимонитом или гематитом. Более мелкие (до 0,05—0,8 м) обломки компетентных пород превращаются в идеальные шары или рулетообразные будины (обдавыши).

Некомпетентные глыбы силурийских сланцев в плане имеют сложную конфигурацию с многочисленными заливами и выступами. Размеры глыб, как правило, более крупные, чем у компетентных пород. Тектонические рубашки вокруг некомпетентных глыб отсутствуют. В случае совпадения литологических особенностей глыбы и матрикса их отличие от слаботектонизированных участков матрикса стирается. Внутренняя структура некомпетентных глыб часто характеризуется напряженной

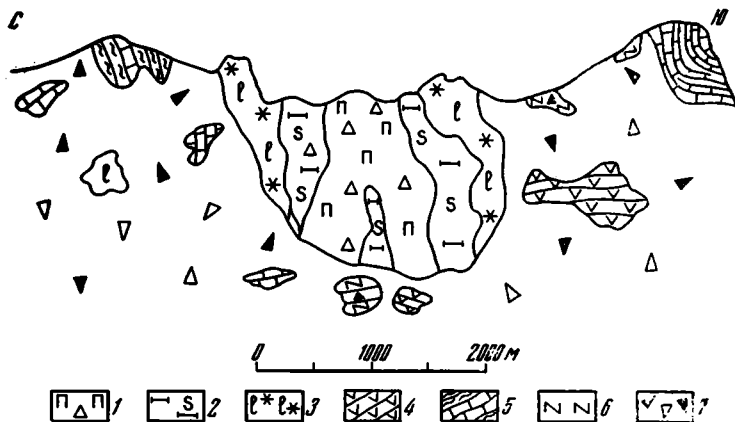


Рис. 3. Глыбы в Тульском терригенном меланже  
 1 — передробленные мелко- и среднезернистые пироксениты; 2 — тектонизированные апогарибуржитовые серпентиниты; 3 — листвениты с рассеянной вкрапленностью киновари; 4 — лавы и туфы ранне- и среднедевонских базальтов; 5 — ранне- и позднесилурийские известняки с прослоями сланцев; 6 — фтаниты кембрия (?); 7 — тектонический дресвяник по углеродистым сланцам лландовери

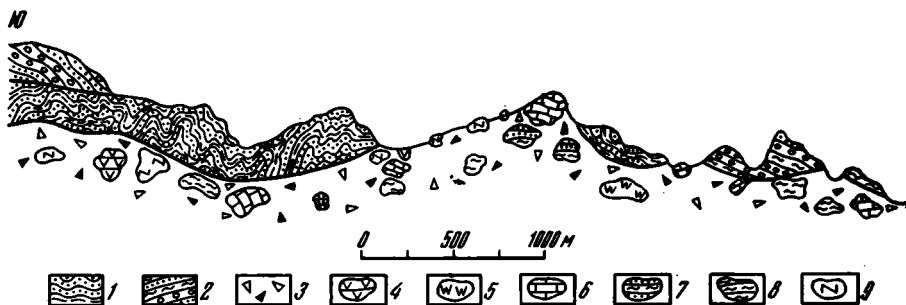


Рис. 4. Тектонические пластины на юге Тульского терригенного меланжа  
 1 — ранне- и позднесилурийские глинистые сланцы с прослоями аркозовых песчаников; 2 — позднесилурийско-раннедевонские полимиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники, алеволиты; 3 — тектонический дресвяник по ранне- и позднесилурийским сланцам; 4—9 — глыбы в меланже: 4 — раннекаменноугольных андезитов, 5 — ранне- и среднедевонских базальтоидов, 6 — силурийско-девонских известняков, 7 — ранне- и позднесилурийских глинистых сланцев и песчаников, 8 — раннесилурийских углеродистых сланцев, 9 — кембрийских (?) черных фтанитов

складчатостью и несколькими системами кливажа. Глинистые сланцы в различной степени филлитизированы. В глыбах терригенно-карбонатного состава наблюдается интенсивный будинаж прослоев известняков и филлитизация сланцев.

Размещение глыб в матрице по латерали и вертикали в целом хаотическое, однако наблюдается тяготение обломков офиолитовых пород к северной части полосы меланжа и к участкам с черносланцевым матриксом.

Фрагменты тектонических пластин, структурно лежащие на терригенном меланже, представлены образованиями терригенно-кремнистого, карбонатного и вулканогенного (островодужного) структурно-вещественных комплексов. Разрез этих комплексов и их возраст были приведены выше. Фрагменты пластин, сложенные породами разных комплексов, изолированы друг от друга. Форма пластин в плане изометричная, эллипсовидная или неправильная. Максимальные размеры не превышают 2—3 км. Мощность тектонических останцов от первых десятков метров до 100—150 метров. Подошвы пластин субгоризонтальные или полого (10—20°) наклонены на север, что принципиально отличает их от крупных глыб в меланже. Внутренняя структура пластин по отношению к подошве, как правило, дискордантна, хотя и имеются случаи субсогласного залегания. В пластинах отмечаются три типа внутренней

структуры: 1) крутые и пологие моноклинали, осложненные простыми флексурами; 2) простые синклинали; 3) сложно построенные изоклинальные складки с развитым будинажом и гофрировкой в нижней части пластин, переходящие выше в более простой структурный рисунок. Последние наиболее отчетливо выражены в мощной (500—600 м) двучленной пластине терригенного комплекса позднего силура — раннего девона, которая структурно перекрывает тектонический меланж с юга (рис. 4). В нижней части пластины терригенные породы приобретают плейчатость, глинистые сланцы и алевролиты интенсивно раскливажированы, песчаники и гравелиты будинированы и рассланцованы, а галька конгломератов раздавлена. Повсеместно наблюдается филлитизация глинистых пород. Вверх от подошвы пластины на протяжении 150—200 м степень преобразования толщи постепенно ослабевает. Матрикс меланжа непосредственно под пластинами существенных изменений не претерпевает. В ряде мест пластическое вещество меланжа по крутым трещинам мощностью от первых сантиметров до нескольких метров внедряется в тело пластин.

### **ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МЕЛАНЖЕЙ СЕВЕРНЫХ СКЛОНОВ АЛАЙСКОГО ХРЕБТА**

Общие закономерности строения, характеризующие Тульский меланж, повторяются и в других полосах развития полимиктового терригенного меланжа северных предгорий Алайского хребта. Эти закономерности выражаются в том, что меланж формируется по песчано-сланцевым породам раннего и позднего силура и включает в себя тектонические глыбы пород разнофациальных комплексов раннего — среднего палеозоя.

Меланж подстилает фрагменты пологих тектонических пластин разнофациального состава с автономной и нередко резко дискордантной структурой по отношению к подошве пластины. Породы, входящие в эти пластины, всегда имеют свои аналоги в составе тектонических глыб меланжа, но не все глыбы имеют вещественные аналоги в перекрывающих пластинах. В северной части зоны распространения терригенного меланжа не встречены глыбы или пластины пород известняково-доломитового СВК, параавтохтона. В южной части этой зоны (хр. Караарса в районе г. Хайдаркан) породы алайского комплекса слагают пластину, подстилающую меланж.

Характерная особенность Тульского меланжа — отсутствие признаков динамометаморфизма пород матрикса. В этом отношении ему может быть противопоставлен другой тип меланжа, слагающий прерывистую полосу значительно южнее зоны развития меланжей тульского типа (см. рис. 1).

Аугульский меланж обнажается в среднем течении р. Сох в районе пос. Аугул. Наиболее ярко он проявлен в бассейне ручья Сугут. Меланж образует серию узких (150—300 м) сближенных, широко вытянутых тектонических комплексов, ограниченных крутыми разломами южного падения. Породы, слагающие Аугульский меланж, превращены в динамосланцы низких ступеней зеленосланцевой фации. Матрикс представлен хлорит-карбонат-кварцевыми, графит-серцит-кварц-альбитовыми, карбонат-кварц-альбитовыми, кварц-альбит-эпидот-актинолитовыми, альбит-эпидот-актинолитовыми динамосланцами с бластомилонитовой структурой. Породы интенсивно тектонизированы, широко развиты тонкое рассланцевание, тонкая метаморфическая полосчатость, плейчатость и зеркала скольжения. Твердые прослой будинированы и перетерты. Указанные разновидности слагают участки неправильной формы, за счет чего меланж имеет характерную пеструю (зелено-черно-фиолетово-желтую) окраску. Сильные динамометаморфические преобразования затрудняют восстановление первичного состава базовых для матрикса пород. Сохраняются реликтовые блоки и реликтовые микроструктуры, указывающие на присутствие в матриксе Аугульского ме-

ланжа терригенных и эвапоритовых отложений низов параавтохтонно-го комплекса (силур — девон), а также живецких эксплозивных образований бимодальной серии, входящих в алайский тип разреза [7]. Не исключено, что в состав матрикса входят динамосланцы, образованные по тектониту типа матрикса меланжей тульского типа.

В составе глыб Аугульского меланжа — динамосланцы по известнякам, доломитам, эвапоритам, сланцам, песчаникам, кислым вулканитам и кварцевым монцонитам. Форма глыб в плане изометричная, неправильная или линзообразно удлинённая. Размеры их варьируют от первых до 15×300 м. Конодонты из глыб карбонатного состава указывают на возрастной интервал от позднего силура до среднего карбона включительно. Кроме того, в меланже присутствуют кварц-талк-карбонат-полевошпатовые динамосланцы, образованные по коллизионным раннепермским кварцевым монцонитам. Динамометаморфизм накладывается как на матрикс, так и на глыбы. Характер метаморфизма неравномерный, пятнистый. Среди бластомилонитов сохраняются реликтовые участки сравнительно слабо изменённых пород (филлиты, мраморизованные известняки).

В составе глыб метамеланжа отсутствуют характерные для Тульского меланжа породы офиолитового ряда и кремнистые породы, которые легко распознавались бы и в метаморфизованном виде. Судя по этому, Аугульский меланж отличается от Тульского и вряд ли может сопоставляться с ним напрямую. Вероятнее всего, Аугульский меланж образован за счёт тектонизации пород Алайского параавтохтона, хотя на данном этапе нельзя исключать присутствие среди динамосланцев элементов Тульского меланжа.

Остается неясным вопрос о временном соотношении тектонизации и динамометаморфизма. Тектонизация могла происходить одновременно с метаморфизмом, но могла и начаться раньше, вне зоны динамометаморфизма. В дальнейшем этот меланж мог попасть в условия динамометаморфизма. Форма блоков и четкая наложенность динамометаморфизма как на матрикс, так и на глыбы скорее говорит в пользу последнего предположения. Разумеется, тектонизация меланжа продолжалась и в процессе динамометаморфизма.

Аугульский меланж изучен недостаточно и многие его характерные особенности неясны. Более подробное описание этих своеобразных образований выходит за рамки статьи, мы привели только самое общее их описание, необходимое для понимания тектонической природы Тульского меланжа.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Тектонический механизм, приведший к формированию полимиктовых терригенных меланжей, является предметом дискуссии. Для понимания этого механизма прежде всего надо найти место меланжеобразования в общей истории образования структуры.

Характерная особенность меланжей тульского типа — полимиктовый состав тектонических глыб, включённых в него, и фрагментов пластин, его перекрывающих. В тектоническом месиве меланжа участвуют породы всех трех тектонических единиц, слагающих покровно-складчатую структуру предгорий Алайского хребта в рассматриваемом сегменте. Это комплексы параавтохтона (чехол Алайского микроконтинента), карбонатные и карбонатно-кремнисто-терригенные комплексы нижнего аллохтона (внешний шельф микроконтинента и его континентальный склон и подножие), а также верхний аллохтон, сложенный породами офиолитовой ассоциации (палеоокеаническая кора северного обрамления микроконтинента). Пространственное совмещение этих комплексов, первоначально составлявших латеральный ряд, произошло в процессе последовательной обдукции на микроконтинент его северного обрамления и смежной океанической коры в среднекаменноугольное время.

Терригенный меланж всегда подстилает деформированные доскладчатые покровы, имея с ними пологую дискордантную границу. Такое

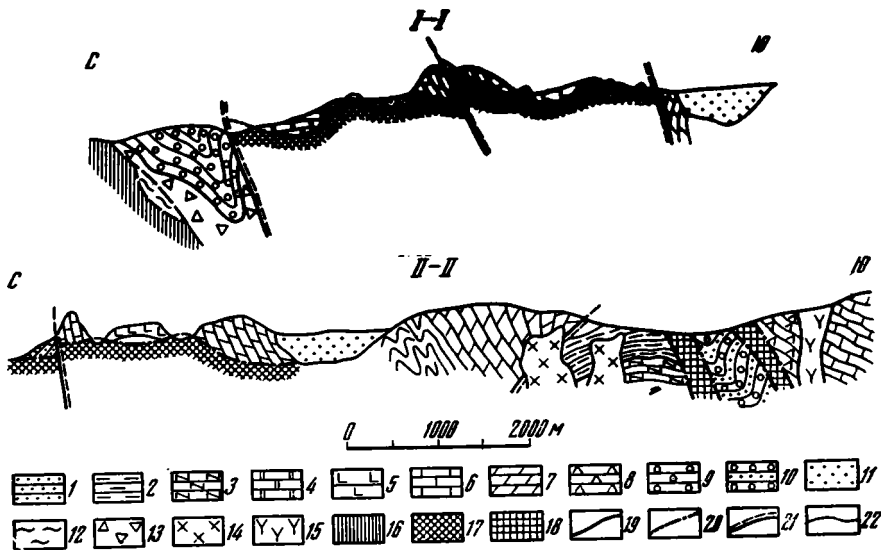


Рис. 5. Схематические разрезы через Алайский хребет (линии разрезов показаны на рис. 1)

1—11 — структурно-вещественные комплексы: 1 — терригенный  $S_1D_3$ , 2 — терригенно-черносланцевый  $S_1$ , 3 — терригенно-кремнистый  $O_{1-2}$ , 4 — карбонатно-терригенно-кремнистый  $D_1-C_2$ , 5 — офиолитовый  $O_1-D_2$ , 6 — известняковый  $S_2-C_2$ , 7 — известняково-доломитовый  $D_1-C_2$ , 8 — доломитово-эвапоритовый  $D_{1-3}$ , 9 — терригенный существенно грубообломочный  $D_1-C_1$ , 10 — терригенный (орогенный)  $C_1-P_1$ , 11 — современный  $N_2-Q_{IV}$ ; 12 — метабазитовые динамосланцы Канской шовной зоны (в составе серпентинитового меланжа  $C_1$ ); 13 — брекчии динамосланцев  $C_1$ ; 14—15 — коллизионные магматические образования: 14 — гранодиориты  $P_1$ , 15 — щелочные сиениты  $P_2$ ; 16—18 — меланж: 16 — полимиктовый серпентинитовый канского типа, 17 — терригенный полимиктовый тульского типа, 18 — метатерригенный полимиктовый аугульского типа; 19—21 — разрывные нарушения: 19—20 — герцинские покровы доскладчатые (19) и постскладчатые (20), 21 — альпийские разломы; 22 — стратиграфические и интрузивные контакты

строение и положение меланжей, как нам кажется, однозначно указывает на то, что меланж образовался после основного этапа шарьяжеобразования и деформации доскладчатых покровов (после  $C_2$ ). Вероятнее всего, становление и дальнейшее преобразование меланжей тульского типа происходило в основном в позднем карбоне — ранней перми, что совпадает со временем герцинской коллизии.

В меланжах не удалось обнаружить глыб пород более молодых, чем раннемосковские, что, на наш взгляд, может быть связано с более глубинным уровнем образования меланжа по сравнению с уровнем формирования коллизионных прогибов.

Весь меланж тульского типа, распространенный на северных склонах Алайского хребта, можно считать однотипным образованием, поскольку на всем протяжении и на всех полосах он сохраняет главные свои черты, в том числе структурное положение, строение матрикса и состав обломков. Если допустить, что Тульский меланж не только однотипное, но и единое образование, фиксирующее зону крупного пологонаклонного поддвига, то окажется, что комплексы, слагающие пластины на меланже, и комплексы, разделяющие разные полосы меланжей, имеют одинаковое структурное положение и как бы «плавают» на терригенном меланже (рис. 5). Такое предположение вытекает из пологой, почти горизонтальной границы между крупными блоками известняковых и терригенно-кремнистых пластин с подстилающим меланжем, что доказывается во многих случаях геологически.

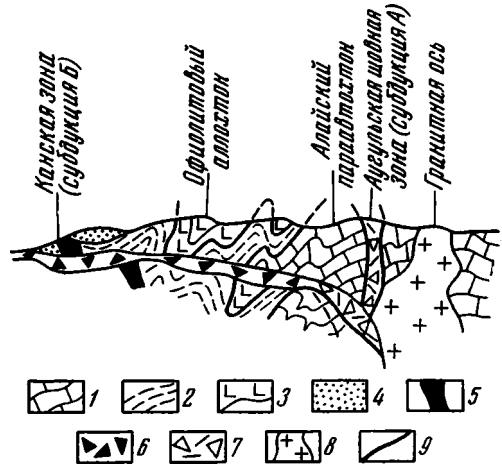
Особенно показательным в этом отношении является левобережье р. Сох между поселками Туль и Кара-Токой. Тульский меланж в виде непрерывного пластообразного тела с пологой верхней границей подстилает на севере крутозалегающие карбонатно-терригенные породы аллохтона.



а южнее — толеитовые лавы офиолитового комплекса, относящиеся к верхнему аллохтону (см. рис. 5).

Предлагаемая гипотеза объясняет соотношение фрагментов пологих пластин разнофациальных образований на меланже с крутозалегающими блоками того же состава внутри меланжа. Фрагменты пластин представляют собой минимальную (краевую) зону пластического течения вещества, в процессе пододвигания отчлененные блоки вышележащих пород должны были вращаться, приобретая крутое залегание границ блоков и далее изометричную (шарообразную в пределе) форму. Разумеется, нельзя исключить множественность таких пологих поддвигов, слагающих целую зону.

Рис. 6. Принципиальная схема образования терригенных меланжей  
 1 — алайский параавтохтон (известняково-доломитовый комплекс);  
 2 — нижний аллохтон (известняково-кремнисто-терригенный комплекс);  
 3 — верхний аллохтон (офиолитовый комплекс); 4 — верхнепалеозойский терригенный комплекс Карачатырского прогиба; 5 — серпентинитовый меланж Канской зоны; 6 — Тульский терригенный меланж; 7 — терригенный меланж аугульского типа; 8 — гранитоиды; 9 — тектонические границы



На крайнем севере полосы меланжей (Тульская полоса) они проявлены очень отчетливо, а далее по мере движения на юг количество и размер «плавающих» на них блоков увеличивается. Южнее впадин 40-й параллели (Хайдарканская и др.) Тульский терригенный меланж практически исчезает. С нашей точки зрения, это связано с пологоволнистым и южным падением плоскости (или плоскостей) рассматриваемого поддвига.

Южный наклон тектонической плоскости, вдоль которой формировался меланж, подтверждается тем, что в 20 км южнее зоны из-под известняков и доломитов чехла Алайского микроконтинента выведены на дневную поверхность динамосланцы, образовавшиеся, скорее всего, по терригенному меланжу. Иными словами, на этой широте терригенные меланжи были погружены на глубину, достаточную для образования динамосланцев.

Изложенный материал позволяет предложить для обсуждения модель формирования терригенного меланжа в общей системе процессов коллизии (рис. 6).

После образования доскладчатых покровов и их деформации (процессы обдукционного типа) заложилась крупная позднепалеозойская коллизионная сейсмофокальная зона, которая была в целом дискордантна по отношению к уже сформированной покровно-складчатой структуре (зона субдукции типа А). Эта зона в своей глубинной части скорее всего имела крутое южное падение. В этом отношении палеосейсмофокальная зона была аналогична современной сейсмофокальной зоне Северного Памира и Центрально-Гималайской зоне. Как и современные зоны, она имела пологий козырек, погружающийся на юг. В пологой части зоны поддвига; там, где она проходила внутри деформированных обдукционных терригенных комплексов силура, образовался тектонический матрикс, в который по мере пододвигания северного блока под южный вовлекались обломки пород вышележащих смятых тектонических пластин, вплоть до офиолитов бывшей океанической коры. Таким образом был сформирован меланж тульского типа.

В южной, более глубокой части козырька эти же движения могли привести к образованию терригенного меланжа по пластичным породам параавтохтона. По мере пододвигания этот меланж попадал в зону формирования динамосланцев (аугульский тип меланжа). Возможна также и тектоническая эрозия при формировании части меланжа тульского типа и вовлечение его на глубину в процессе пододвигания.

Аугульский шов скорее всего трассирует на поверхности место палеосейсмофокальной зоны от козырька к крутой части. Это подтверждается тем, что Аугульская шовная зона ограничивает северный фланг гранитной оси Алайского хребта. Образование самой гранитной оси хорошо увязывается с верхнепалеозойским гранитообразованием в висячем крыле крутой сейсмофокальной зоны коллизийного типа [7].

В рамках предложенной модели можно примерно подсчитать величину горизонтального перемещения в процессе такого пододвигания. Если учесть, что аугульский меланж формируется по породам параавтохтона, то это перемещение в горизонтальном направлении не должно превышать первых десятков километров.

Терригенные полимиктовые меланжи тульского типа можно рассматривать индикаторами коллизийной поздней субдукции (субдукция А) в отличие от серпентинитового меланжа, формирующегося на более ранней стадии (субдукция Б).

Как и серпентинитовый меланж, терригенный меланж остается подвижным при более поздних деформациях, выполняя роль тектонической смазки при поддвигообразовании вплоть до альпийского этапа. Терригенные меланжи тульского типа участвуют в формировании альпийских надвигов в восточной части Алайского хребта [6]; авторами установлены такие факты в нижнем течении р. Сох.

Терригенные меланжи, по-видимому, представляют собой класс тектонических образований, равных по значению серпентинитовым меланжам, а по масштабам проявления, возможно, и более широко распространенных. Предложенная модель формирования терригенных меланжей не исключает и другие механизмы. Можно думать, что дальнейшее изучение этих своеобразных тектонитов покажет их полигенность, как это случилось с серпентинитовыми меланжами. Уже сейчас ясна роль терригенного меланжа в локализации ртутно-сурьмяных месторождений Южной Ферганы, что является предметом отдельного обсуждения.

В заключение мы хотим выразить нашу глубокую благодарность Т. Н. Корень, П. А. Хрестенкову, С. В. Чалому, В. Ю. Тынянову, Н. А. Журавлевой, оказавшим большую помощь авторам настоящей статьи.

#### Список литературы

1. Бискэ Г. С. Глинистый меланж Алайского хребта//Тектоника и геодинамика Урала и Тянь-Шаня. Свердловск, 1989.
2. Бискэ Г. С., Поршняков Г. С., Талашманов Ю. А., Яговкин А. В. Геологическая обстановка развития шарьяжей в Южном Тянь-Шане//Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1981. С. 249—259.
3. Буртман В. С. Геология и механизм шарьяжей. М.: Недра, 1973.
4. Белов С. И., Кузнецов Л. В., Куренков С. А., Лыточкин В. Н., Ненахов В. М., Перфильев А. С. Латеральная тектоническая неоднородность варисцид Южного Тянь-Шаня//Тектоника и геодинамика Урала и Тянь-Шаня. Свердловск, 1989.
5. Ждан А. В. О тектонической приуроченности некоторых рудных проявлений Алайского хребта//Геотектоника. 1985. № 2. С. 57—66.
6. Лукьянов А. В., Загубный Д. С., Лошманов Е. В. Структура тектонического сшивания в земной коре и на моделях//Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наук. думка, 1990. С. 37—42.
7. Ненахов В. М. Орусайский массив и живетские вулканогенные образования в Туркестано-Алае//Сов. геология. 1984. № 11. С. 101—104.
8. Ненахов В. М. Коллизийный (орогенный) магматизм Туркестано-Алая. Автореферат канд. дис. Л., 1988. 16 с.
9. Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л., 1973. 215 с.

УДК 551.242.052 (235.216)

© 1990 г.

ТРИФОНОВ В. Г., МАКАРОВ В. И., СКОБЕЛЕВ В. Ф.

**ТАЛАСО-ФЕРГАНСКИЙ АКТИВНЫЙ ПРАВЫЙ СДВИГ**

Рассматривается развитие 500-километрового Таласо-Ферганского разлома Тянь-Шаня в плейстоцене и подробнее в голоцене. На основе анализа смещения форм рельефа и определения радиоуглеродного возраста молодых отложений доказывається существенный вклад сильных землетрясений в движения по разлому, преобладание правосдвиговых перемещений и возрастание их средней скорости в голоцене от 5 мм/год на юго-востоке разлома до 7 мм/год в долине р. Пычан и примерно 15 мм/год в верховьях р. Чаткал. Северо-западнее скорость быстро падает. Подобные изменения характерны для позднего плейстоцена и в меньшей степени для более раннего плейстоцена. Суммарный правый сдвиг по разлому за последние 0,7—1,8 млн. лет достиг 12—14 км. На более ранних стадиях новейшего этапа сдвиговые перемещения не происходили. Они начались из-за вовлечения региона в структурообразующие процессы, связанные с северным относительным дрейфом Индостана.

**ВВЕДЕНИЕ**

Таласо-Ферганский разлом северо-западного простирания относится к числу крупнейших разрывных нарушений Средней Азии (рис. 1). По смещению структурно-фациальных зон среднего палеозоя вдоль разлома определен правый сдвиг амплитудой до 200 км [2]. Это смещение подчеркивается Z-образным приразломным изгибом синформных и антиформных складок палеозойского комплекса пород. Основные смещения В. С. Буртман относит к пермскому периоду, а также к началу триаса, допуская и относительно небольшие позднейшие подвижки. Вместе с тем уже достаточно давно описаны примеры четвертичных [12] и даже голоценовых [2] правосдвиговых смещений по разлому.

Новейший Таласо-Ферганский разлом, выраженный специфическими формами современного рельефа [5—7, 10], в значительной мере совпадает с позднепалеозойским сдвигом и прослеживается непрерывно от советско-китайской границы вдоль северо-восточных склонов Ферганского и Атойнокского хребтов, пересекая далее Таласский хребет и достигая юго-западного борта Верхнеталасской впадины. Судя по результатам интерпретации космических снимков, северо-западнее простирание разлома становится ближе к меридиональному. Он продолжается вдоль северо-восточного склона хр. Боралдайтау, пересекает наискось хр. Каратау и причленяется к 135-километровой ветви разлома, следующей вдоль северо-восточного склона этого хребта. Протяженность Таласо-Ферганского разлома от границы до указанного причленения 500 км.

Юго-восточнее советско-китайской границы новейший разлом разделяется на несколько ветвей, следящихся на космических снимках фрагментарно. Одна из них продолжается на юго-восток вдоль долины р. Ушмурвансу и теряется в молодых наносах северного борта Кашгарской впадины. Две ветви, подставляющие одна другую, прослеживаются вдоль восточного края меридионально ориентированного правого кулисного ряда новейших антиклиналей-хребтов, протягивающегося до северного борта долины р. Кызылсу-восточной. Здесь разрывы теряются, но южнее, в системе хребтов Куньлуня распознается еще несколько субмеридиональных разрывов, полоса которых смыкается на юге с Памиро-Каракорумским новейшим правым сдвигом северо-западного простирания [11, 13]. Вместе с южным гипотетическим продолжением длины новейшего Таласо-Ферганского разлома достигает 900 км.

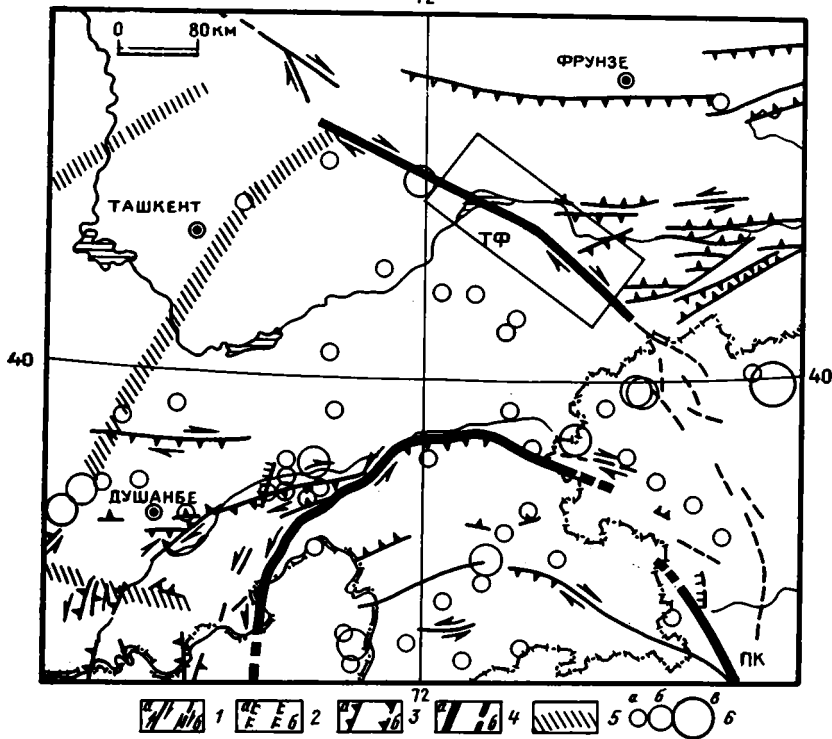


Рис. 1. Карта активных разломов Средней Азии [4]

1—4 — разломы, активные в голоцене и самом конце плейстоцена, достоверные (а) и предполагаемые (б): 1 — сдвиги, 2 — сбросы, 3 — надвиги и взбросы, 4 — разломы с неустановленным направлением смещений, 5 — активные линейные зоны глубинных дислокаций, 6 — землетрясения (1900—1976 гг.) с магнитудами  $6 \leq M < 7$  (а),  $7 \leq M < 8$  (б),  $M \geq 8$  (в). Разломы: ТФ — Таласо-Ферганский, ПК — Памиро-Карако-румский. Прямоугольный контур соответствует рис. 2, 5

Цель предлагаемой статьи — описать и систематизировать новейшие и прежде всего позднечетвертичные смещения по Таласо-Ферганскому разлому, оценить скорости движений и возможную их связь с сильными землетрясениями, а также роль разлома в новейшей структуре Средней Азии. Достаточно обоснованно это можно сделать для советской части разлома, лучше выраженной и изученной.

### ГОЛОЦЕНОВЫЕ СДВИГОВЫЕ СМЕЩЕНИЯ

Надежные признаки голоценовых смещений по разлому появляются примерно в 40 км от границы на юго-западном борту долины р. Арпа и северо-западнее перевала Коккия (рис. 2) регистрируются систематически. Вертикальная составляющая смещений выражена приразломными трогами и уступами. Чаще, но не повсеместно поднято юго-западное крыло. Борты трогов нередко имеют разную высоту, и такие трогии являются лишь осложнением уступов. Горизонтальная составляющая смещений регистрируется разобшением или резким изгибом долин, террас, водоразделов. При деформации долин сдвигом возникают осложнения, которые следует учитывать при определении истинных направления и величины перемещений. Во-первых, обособленные смещением верховья долин могут найти сток в другие долины, а обезглавленные низовья — принять иные водотоки или перестать функционировать. Поэтому для определения истинного смещения за какой-то отрезок времени необходимо реконструировать эрозийную сеть, существовавшую в начале этого этапа. Во-вторых, даже небольшие встречные вертикальные смещения могут также вызвать приразломные изгибы долин. На первый взгляд они сходны со сдвиговыми, но отличаются от них несистемати-

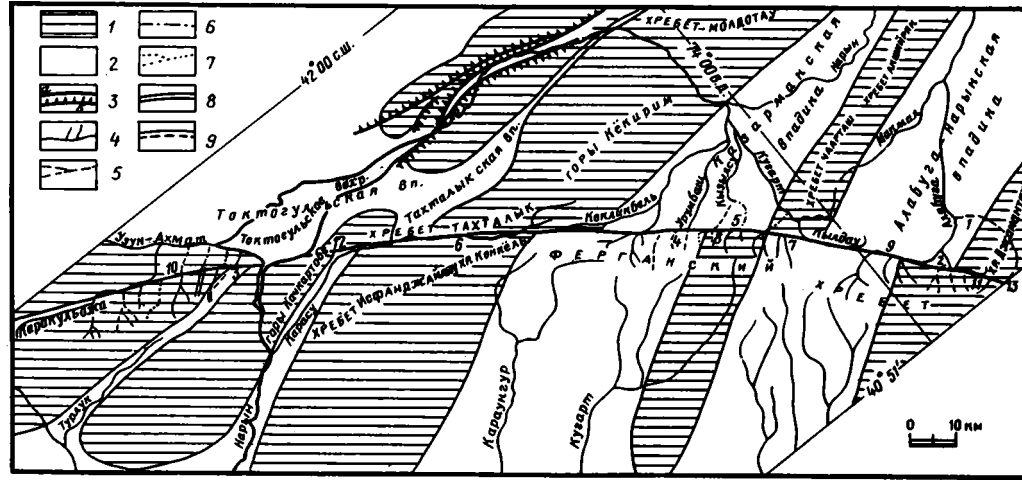


Рис. 2. Структурно-орографическая схема Тянь-Шаня в районе Таласо-Ферганского разлома  
 1—обобщенные контуры зон продольных неотектонических поднятий-мегаантиклиналей, сложенных преимущественно палеозойскими породами; 2 — обобщенные контуры зон продольных неотектонических впадин-мегасинклиналей, частично заполненных отложениями новейшего орогенического комплекса; 3 — Таласо-Ферганский разлом (а), некоторые новейшие взбросы и надвиги (б); 4—9 — речные долины, показанные различными знаками для лучшего их сопоставления по разные стороны разлома. Цифрами 1—10 на схеме обозначены реки: 1 — Арпа, 2 — Бирузы, 3 — Джанарыксай, 4—Джиндису, 5 — Калдама, 6 — Карасу-восточная, 7 — Конгуртобе, 8 — Моласу, 9 — Пычан, 10 — Устасай; 11—13 — перевалы: 11 — Джилянгах, 12 — Кокбель, 13 — Коккня

ческим направлением изгиба. В-третьих, сдвиговое смещение долины, особенно быстрое, может подпрудить ее, создав видимость вертикального смещения. Присутствие вертикальной компоненты проверяется, однако, в соседних долинах и на водоразделах. Эти и другие вопросы методики изучения молодых смещений по разломам подробно описаны в специальных публикациях [13—15].

Исследование голоценовых смещений на 360-километровом отрезке Таласо-Ферганского разлома между перевалом Коккия (60 км от границы) и северо-западным окончанием Таласского хребта показало, что обычно разлом вертикален. Реже он круто наклонен в сторону поднятого крыла. Это видно, например, в верховьях р. Пычан (угол наклона  $65\text{--}70^\circ$ ). В верховьях р. Чаткал В. С. Буртман и С. Ф. Скобелев [3] описали изменения угла наклона сместителя снизу вверх от  $80^\circ$  на глубине 20 м до  $45^\circ$  на глубине около 10 м и  $65^\circ$  на последних метрах от поверхности. Вертикальная компонента смещений переменна, уступает сдвиговой в 10 раз и более, а местами отсутствует.

Правосдвиговые смещения отмечаются на всем протяжении разлома. Для их описания удобно разделить его зону на шесть участков (см. рис. 2): от перевала Коккия до долины р. Бирузы (20 км); долины рек Пычан и Кылдоу (30 км); от долины р. Конгуртобе до р. Куровес (35 км); бассейны рек Куровес и Кекликбель (25 км); р. Карасу-восточная и район перевала Кокбель до Токтогульского водохранилища (60 км); от Токтогульского водохранилища до северо-западных предгорий Таласского хребта (180 км).

Между перевалом Коккия и долиной р. Бирузы (правый приток р. Пычан) обнаружено 75 водотоков и других форм рельефа, смещенных вправо на расстояния до 50 м. Обращает внимание различная представительность смещений разной амплитуды: выделяются 11 или 12 максимумов, тогда как промежуточные значения либо отсутствуют, либо представлены единичными смещенными формами (рис. 3, а). На подобную неравномерность впервые обратил внимание Р. Уоллес [15] при изучении позднеголоценовых смещений по разлому Сан-Андреас в Калифорнии. Мы подробно рассмотрели ее на примерах Хангайского, Кобдинского и Долиноозерского активных сдвигов Монголии [14], где морфологическое выражение смещений и характер выявленной неравномерности близки к обнаруженным на рассматриваемом участке Таласо-Ферганского разлома. По-видимому, здесь, как и там, неравномерность указывает на решающий вклад импульсных сейсмогенных подвижек в суммарное перемещение. Различия амплитуд соседних максимумов, т. е. смещения при отдельных импульсах движения, варьируют от 3 до 6 м, составляя в среднем 4—4,5 м.

На втором участке — в долинах рек Пычан и Кылдоу (см. рис. 3, б) выявлена 41 форма рельефа, смещенная вправо на расстояние до 45 м. Выявленные максимумы сопоставимы с максимумами на первом участке, но, за исключением двух, отличаются от них на 10—20% бóльшими амплитудами смещений. Это отражает увеличение интенсивности движений от первого участка ко второму при сходе режимов развития — преобладании сейсмогенных подвижек.

Для определения скоростей движений на обоих участках были исследованы разрезы приразломных котловин, созданных подпруживанием долин сдвинутыми склонами оврагов или встречными уступами, возникшими одновременно со сдвиговыми смещениями. Ближе всего к моменту подвижки осадки в основании разрезов котловин (рис. 4). Они дали скорость сдвига на первом участке около 0,5 см/год (возраст осадка  $3970 \pm 40$  лет<sup>1</sup> при сдвиге на 19 м) и на втором участке около 0,7 см/год ( $3740 \pm 600$  лет при сдвиге оврага на  $27 \pm 1$  м) [1]. Этому не противоречат другие определения возраста осадков на первом и втором участках разрыва (см. рис. 4). Так, в разрезе 2 возраст осадков в осно-

<sup>1</sup> Приводимые здесь и дальше радиоуглеродные определения возраста осадков из зоны Таласо-Ферганского разлома сделаны в Геологическом институте АН СССР Л. Д. Сулержицким, которому авторы выражают глубокую признательность.

Рис. 3. Гистограммы распределения амплитуд голоценовых праводвиговых смещений водотоков и других мелких форм рельефа по Таласо-Ферганскому разлому: *а* — от перевала Коккия до р. Бирузы (точки соответствуют возможным сильным землетрясениям); *б* — в долинах рек Пычан и Кылдоу; *в* — в бассейнах рек Куровес и Кекликбель.

По горизонтальной оси — амплитуды смещений, по вертикальной — количество смещенных форм

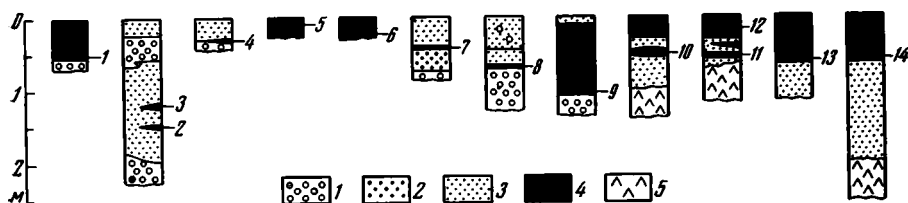
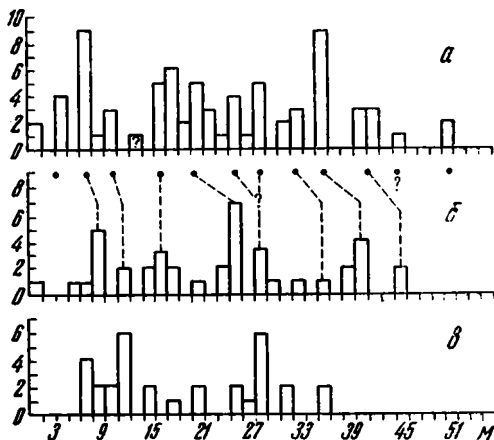


Рис. 4. Разрезы отложений приразломных западин и радиоуглеродные определения их возраста в зоне Таласо-Ферганского разлома

1—3—первый участок разлома: 1— $3970 \pm 40$  лет, левобережье р. Болсуи северо-западнее перевала Коккия, 2 —  $15800 \pm 1300$  лет, 3 —  $4590 \pm 100$  лет, обе даты из разреза на правобережье р. Читты-северной северо-западнее перевала Джилангач; 4—7 — второй участок разлома: 4 —  $3740 \pm 600$  лет, междуречье Бирузы и Пычана северо-западнее перевала между ними, 5 —  $3150 \pm 40$  лет, там же в 1 км северо-западнее, 6 —  $2640 \pm 600$  лет, верховья р. Пычан южнее перевала Читынды, 7 —  $2320 \pm 40$  лет, верховья долины Кылдоу; 8 — третий участок разлома:  $1510 \pm 60$  лет, междуречье Урумбаша и Куровеса; 9 — четвертый участок разлома:  $1240 \pm 60$  лет, правобережье р. Кекликбель; 10—14 — шестой участок разлома [3]: 10 —  $1220 \pm 50$  лет, верховья р. Чаткал, 11 —  $2020 \pm 50$  лет, 12 —  $1150 \pm 40$  лет и 13 —  $1350 \pm 60$  лет, там же в 1 км северо-западнее, 14 —  $1450 \pm 40$  лет, там же в 1,5 км северо-западнее.

1 — щебень; 2 — песок; 3 — глина, суглинок, супесь; 4 — те же породы, насыщенные органическим веществом, и торфяники; 5 — коренные породы

вании 1,5-метрового уступа, синхронного 40-метровому сдвигу по северной ветви разлома, определен в  $15800 \pm 1300$  лет, что дает скорость сдвига по этой ветви  $0,25$  см/год. В разрезах 5—7 возраст осадков из более высоких горизонтов разрезов котловин составил:  $3150 \pm 40$  лет при сдвиге на  $90 \pm 3$ ;  $2640 \pm 600$  лет при сдвиге на  $25 \pm 1$  м;  $2320 \pm 40$  лет при сдвиге на 23—24 м. Первое из этих трех определений интересно тем, что в том же овраге измерено сдвиговое смещение современного русла на 7—8 м, возникшее после заполнения приразломной котловины. Оно дает нижний возможный предел скорости сдвига —  $0,24$  см/год.

На третьем участке признаки голоценового сдвига немногочисленны, поскольку на значительном протяжении разлом следует вдоль речных русел. Обнаружены правые смещения мелких водотоков на 17—20, 34—37, 60—66 м. Радиоуглеродная проба из суглинка террасы оврага, склон которого смещен на 17—20 м(?), дала возраст  $1510 \pm 60$  лет (разрез 8 на рис. 4). Это означает, что средняя скорость сдвига меньше  $1,1$ — $1,3$  см/год.

На четвертом участке, в бассейнах рек Куровес и Кекликбель, определены 32 формы, смещенные вправо на расстояния до 36 м (см. рис. 3, *в*). Намечающиеся максимумы смещений не столь контрастны, как максимумы на первом и втором участках, и не коррелируются с ними. Либо здесь имели место другие импульсы движений, либо большую роль приобрел крип. Обилие пластичных глинисто-сланцевых по-

род на четвертом и отчасти пятом участках разлома делает более вероятным второе предположение.

На правобережье р. Кекликбель на поверхности морены небольшого позднеплейстоценового долинного ледника из-за подвижек по разлому и вызванного ими подпруживания возникли небольшие западины с торфяниками. Радиоуглеродная проба из нижней части разреза одной из западин дала возраст  $1240 \pm 60$  лет (9 на рис. 4). Непосредственно возле нее регистрируется лишь общее смещение позднеплейстоценовой морены, относящееся к заведомо большему интервалу времени. Однако северо-западнее позднеголоценовые смещения часты, и среди них преобладают амплитуды 10—12 м. Если возраст указанной западины характеризует именно такое смещение, средняя скорость сдвига не превышает 0,8—1 см/год, т. е. близка или чуть больше скорости движений на втором участке разлома.

На пятом участке, охватывающем долину р. Карасу и район перевала Кокбель до Токтогульского водохранилища, наиболее впечатляющими голоценовыми образованиями являются два обвала, возможно сейсмогенные, запрудившие долину реки и создавшие озера, вытянутые вдоль разлома. Северо-западнее озер систематически исследовать голоценовые подвижки невозможно, так как на значительном протяжении разлом совпадает с современным руслом реки. В редких местах, где река отступает в сторону, обнаруживаются правые смещения и резкие изгибы притоков реки на десятки метров. Зона разлома доступна для изучения в районе перевала Кокбель и к северо-западу от него. Здесь на протяжении 5 км определены 34 смещенных водостока и водораздела. Измерены правосдвиговые смещения на 11—12 м (два случая), 17—18 (4), 20—21 (2), 35—38 (5), 40 (3), 55—56 (4), 60—65 (3), около 75 (2), 80—85 (2), 100—105 (6) и 130—135 м (один случай).

На правобережье р. Джанарыксай (шестой участок) выявлены правые смещения голоценовых оврагов и мелких водоразделов на 6, 8—9 и 14—17 м. Формы рельефа конца позднего плейстоцена смещены на 150 м. Северо-западнее разлом местами состоит из нескольких ветвей. Так, в долине р. Устасай имеются две параллельные ветви. Северо-восточная ветвь моложе. Вдоль нее отмечены правые смещения позднеголоценовых русел на 10 м. По юго-западной ветви склоны оврагов, врезаемые в позднеплейстоценовую террасу, смещены вправо на 150 м. Далее на северо-запад, в долине р. Каракульджа определение смещений затруднено тем, что река на значительном протяжении непосредственно совпадает с разломом. Систематическое изучение позднеголоценовых смещений выполнено В. С. Буртманом и его соавторами [3] на 16-километровом отрезке разлома от истоков р. Атойнок до верховий р. Чаткал. Обнаружены правые смещения мелких водотоков на 17—20 м (3 случая), 23—24 (4), 30 (5), 35 (4), 40—45 (6) и 50—60 м (4). Обращает внимание значительное сходство определенных амплитуд с теми, которые были измерены в районе перевала Кокбель на пятом участке разлома. Это может быть связано с общностью режимов развития обоих участков, т. е. существенно сейсмогенной природой движений при близкой их скорости. Показательно, что в юго-западном крыле описываемого отрезка разлома находится эпицентр Чаткальского землетрясения 1946 г. с магнитудой 7,5.

Для определения возраста смещений В. С. Буртман и его соавторы использовали торфяники и почвы в заболоченных приразломных ложбинах, возникших из-за подпруживания склонового стока приразломным валом (см. рис. 4). К сожалению, лишь одна из определенных проб (10) взята из разреза, расположенного в непосредственной близости от двух водотоков, смещенных на 17 и 20 м. Радиоуглеродный возраст пробы  $1220 \pm 50$  лет, причем взята она из средней части разреза ложбины. Следовательно, скорость сдвига здесь меньше 1,4—1,6 см/год.



Кроме описанных заведомо голоценовых смещений на тех же участках разлома наблюдались правосдвиговые смещения большей амплитуды. Они относятся к долинам, террасам и другим элементам рельефа позднеплейстоценового и местами более древнего заложения. Так, на первом участке выявлены смещения крупных долин на 60—65 м (5 случаев), 75—85 (6), 95—105 (2), 160—180 (2), 200 (1) и 250—265 м (2). На втором участке обнаружены смещения на 60—65 м (3), 80—85 (3), 115—130 (2), 190 м (1) и около 350 м (1 случай). Сравнение амплитуд смещений обоих участков позволяет их предположительно синхронизировать. В одних случаях они тождественны (60—65, 75—85 м), но в других амплитуды смещений на втором участке больше (115—130 по сравнению с 95—105 м; 190 — с 160—180; 350 — с 250—265 м). Возможно, это отражает ту же тенденцию, какая выявлена для голоценовых подвижек: возрастание средней скорости сдвига от первого участка ко второму.

На правом берегу р. Кекликбель, четвертый участок, обнаружены правые смещения долин на 60, 70—80, 135, 230, 300, 450—500 и 700—800 м. Наибольший интерес представляют смещения троговых долин и выполняющих их моренных отложений. Морена позднеплейстоценового долинного ледника смещена вправо на 135 м. Неясно, охватывало время ее смещения только голоцен или также самый конец плейстоцена. Более определенный результат дает смещение конечной морены среднеплейстоценового ледника относительно ее троговой долины на 700—800 м. Эта морена мощностью около 10 м покрывает ниже разлома долинообразное понижение, врезанное в поверхность начала среднего плейстоцена на 40—50 м, т. е. относится к концу среднего плейстоцена. Такое же смещение морены конца среднего плейстоцена на 750 м описано в верховьях р. Карасу-восточной [12]. Очевидно, в обоих случаях смещение морен может быть отнесено к позднему плейстоцену и голоцену, т. е. последним 100 000 лет, что дает среднюю скорость сдвига 0,7—0,8 см/год, близкую к приведенной выше скорости позднеголоценового сдвига на втором участке разлома. Остается добавить, что указанные амплитуды сдвиговых смещений сопровождаются поднятием юго-западного крыла. При сдвиге на 135 м оно составляет 5—6 м, при сдвиге на 300 м — 8—10 м, а при сдвиговых смещениях на 450—500 и 700—800 м — несколько десятков метров. Таким образом, вертикальная компонента уступает сдвиговой в 10—30 раз.

Иные скорости четвертичного сдвига получаются северо-западнее Токтогульского водохранилища. На правом берегу р. Джанарыксай определены смещения разной амплитуды. Сама долина реки, в верховьях которой сохранились признаки трогового строения и остатки боковой морены конца среднего плейстоцена, смещена относительно своих ныне оторванных низовий на 1,5 км. Сейчас верховья реки нашли сток в новую долину прорыва, где присутствует терраса конца позднего плейстоцена. Иначе говоря, перемещение прежней долины р. Джанарыксай началось в начале позднего плейстоцена, что дает среднюю скорость движений около 1,5 см/год. На правом берегу р. Джанарыксай терраса начала позднего плейстоцена и притоки реки, возникшие в то же время, смещены вправо на 0,55—0,65 км. Террасы и долины конца позднего плейстоцена смещены на 150 м. На ту же величину они сдвинуты и северо-западнее, в долине р. Устасай. Последнее смещение, по-видимому, характеризует сдвиг за весь голоцен, скорость которого в таком случае также близка к 1,5 см/год. Таким образом, на участке разлома к северо-западу от Токтогульского водохранилища средние скорости голоценовых и голоцен-позднеплейстоценовых сдвиговых перемещений обнаруживают ту же тенденцию, что и скорости сдвига за поздний голоцен: они возрастают в 1,5—2 раза по сравнению со скоростями на юго-восточных участках разлома.

На третьем участке описаны правые изгибы крупных речных долин Кугарта, Калдамы, Кызылсу, Урумбаша, Куровеса и др., позволяющие предполагать их правосдвиговые смещения до 3—4 км [13, 16]. Т. П. Иванова и В. Г. Трифонов изучили некоторые такие изогнутые долины и реконструировали их прежнее положение. Минимальная величина правого сдвига составила: для р. Конгуртобе 2,8 км, р. Калдама 1,8, р. Моласу 1,8, р. Джиндису 2 и р. Урумбаш 1,5 км. Поскольку указанные долины заложены в раннем плейстоцене [5, 7], длительность их перемещений исчисляется сотнями тысяч лет.

### СУММАРНОЕ НОВЕЙШЕЕ СДВИГОВОЕ СМЕЩЕНИЕ

Ферганский хребет и продолжающие его на северо-запад Атойнокский хребет и часть Таласского хребта представляют собой систему асимметричных новейших поднятий — флексурную зону, с которой генетически связан Таласо-Ферганский разлом [5, 7, 9, 10]. Этот структурный элемент осложняет главную особенность новейшей структуры региона — чередование выраженных хребтами и впадинами мегантиклинальных и мегасинклинальных зон общетянь-шанского, т. е. восток — северо-восточного простираения (см. рис. 2). Однако зоны продольных хребтов и впадин по обе стороны Таласо-Ферганского разлома не находятся точно на продолжении друг друга.

Между реками Карасу и Нарын Таласо-Ферганский разлом прямолинейным уступом срезает свод мегантиклинали Кочкортобе, сложенной палеозойскими породами. Этот тектонический уступ является естественной плотиной Токтогульского водохранилища, заполнившего нижнюю часть одноименной впадины. Последняя выполнена мощными отложениями новейшего орогенического комплекса, а палеозойское ее основание находится на большой глубине. Вертикальная амплитуда этого тектонического уступа может быть оценена в 1500 м, хотя уже в долине р. Каракульджа она минимальна, и палеозойский цоколь впадины выведен на поверхность. В целом же здесь имеет место резко аномальное, почти торцовое сочленение положительной и отрицательной тектонической форм.

Аналогичным образом, слепо, заканчивается и расположенная южнее Тахталыкская синклинальная впадина. В зоне Таласо-Ферганского разлома она утыкается в высокоподнятый массив хр. Исфанджайляу. Различие высотных положений противостоящих крыльев разлома здесь превышает 1000 м.

Зеркально симметричной, но пространственно несколько смещенной относительно Тахталыкской впадины является долинообразная эрозионно-тектоническая впадина р. Карасу, расположенная в другом крыле разлома. На западе, в районе г. Ташкумыр, она раскрывается в Ферганскую межгорную впадину, а на востоке, в зоне разлома, слепо утыкается в северный выступ хр. Тахталык. Вертикальная амплитуда этого тектонического уступа превышает 500 м, причем более высоким является восточное крыло разлома.

Полуизолированный северный выступ хр. Тахталык представляет не самостоятельное антиклинальное поднятие, а восточную периклинальную часть мегантиклинали Кочкортобе, смещенную вдоль Таласо-Ферганского разлома на юго-восток. Именно при этом движении оказалась разорванной Карасу-Тахталыкская синклинальная зона, а впадина Карасу обезглавлена и заперта указанным выступом. Это подтверждается, если разрезать рис. 2 вдоль разлома и осуществить возвратное (против часовой стрелки) смещение его крыльев до полного совмещения Кочкортобе и Тахталыка.

На рис. 5 представлена эта реконструированная (со снятым сдвигом) структура. В ней нашли полное соответствие и обрели единство расположенные по разные стороны разлома элементы продольной неотектонической зональности. Одновременно нашло объяснение существование значительных по вертикальной амплитуде тектонических уступов, а так-

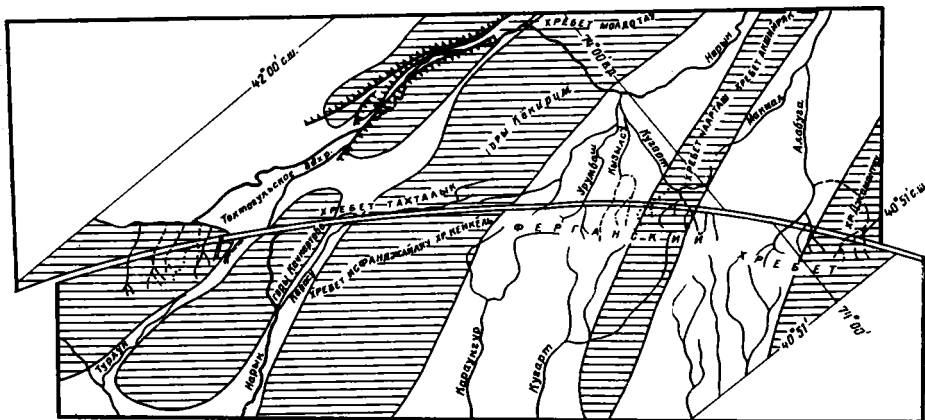


Рис. 5. Структурно-орографическая схема Тянь-Шаня в районе Таласо-Ферганского разлома для конца плиоцена — начала плейстоцена  
Условные обозначения см. на рис. 2

же их прерывистость и приуроченность то к одному, то к другому крылу разлома. Все они оказались следствием не вертикальных, а горизонтальных перемещений.

Неожиданной и заслуживающей внимания оказалась та трансформация, которую претерпевают при снятии сдвига структура и морфология эрозионной сети в зоне разлома. На всем рассматриваемом его отрезке верховья многих эрозионных бассейнов, расположенных в юго-западном крыле, при снятии сдвига получили иные, чем ныне, продолжения в северо-восточном крыле разлома (см. рис. 5). Совмещения получились по-разному точными.

В других случаях после реконструкции верховья продолжают теми же долинами (например, р. Пычан). Но при этом происходят заметные изменения длины и морфологии, плана эрозионного рисунка. Сравните правильное симметричное «дерево» р. Пычан с неправильным, резко асимметричным его современным рисунком (см. рис. 2, 5). Такая же асимметрия, растянутость и односторонняя смещенность ветвей эрозионных систем характерна для рисунка и других речных бассейнов, стекающих в сторону северо-восточного крыла разлома. Крайним случаем этого является р. Каракульджа, резко удлинившаяся в результате смещения и причленившая к себе верховья еще двух речных долин, ранее бывших самостоятельными притоками Узунахмата (см. рис. 5).

Все эти особенности современной речной сети генетически связаны с правым сдвигом по разлому. Мы видим яркий пример тектонически деформированных эрозионных систем. Масштабы сдвига оказались достаточно большими, чтобы вызвать не только искривление и разобщение речных долин и их водоразделов, но и значительное пространственное перераспределение, перестройку речного стока. В результате многие речные долины оказались составленными из генетически разнородных участков, и это обстоятельство должно быть учтено при минералогическом анализе аллювия речных террас и поисковых работах.

Реконструкция досдвиговой структуры позволила оценить общую величину сдвига — на рассмотренном участке разлома она составляет 12—14 км. На рис. 5 показано досдвиговое положение современного меридиана  $74^\circ$  в. д. и современной широты  $40^\circ 51'$  с. ш. в разных крыльях разлома. Полученная величина близка к ранее предложенной Е. Я. Ранцман и Г. Н. Пшениным оценке амплитуды новейшего сдвига по Таласо-Ферганскому разлому [12].

При снятии сдвига абсолютного совпадения всех русел не получается. Если, например, принять в качестве исходного репера верховья р. Алабуги в юго-восточной части анализируемого участка разлома, как это сделано на рис. 5, остается нескомпенсированность по р. Каракульдже и другим притокам Узунахмата. Она составляет около 1,75 км. Это

может быть связано отчасти с разной историей развития эрозионных процессов, и в частности с разным возрастом заложения смещенных долин. Но важно подчеркнуть и другое: некоторое возрастание амплитуд сдвиговых смещений к северо-западу отражает, хотя и в ослабленной мере, ту же закономерность, которая отмечалась выше для позднечетвертичных смещений. Возможно, она также связана с увеличением скорости перемещений в северо-западном направлении.

Важно выяснить, к какому интервалу времени относится сдвиг по Таласо-Ферганскому разлому на 12—14 км. На этот счет существуют следующие свидетельства. На северо-западном фланге рассматриваемого участка разлома со стороны Токтогульской впадины к нему непосредственно подходит круто наклоненный обширный шлейф аллювиально-пролювиального материала позднплиоценового и, возможно, раннеплейстоценового возраста. Поток обломочного материала, сформировавшего шлейф, шел с поднятия хр. Узунахмат, т. е. с юго-западного крыла разлома. Долина Каракульджи, заложённая вдоль разлома, подрезала этот поток и прекратила его формирование. Каракульджа, как и другие расположенные ниже по течению правые притоки р. Узунахмат, расчленили шлейф и начали формировать долины, которые к настоящему времени испытали правое смещение по разлому на расстояния до 14 км и отмеченные выше перестройки. Судя по максимально возможному возрасту эрозионных врезов, расчленение шлейфа началось не раньше начала раннего плейстоцена.

Сходная геологическая ситуация характерна для речных бассейнов запада Казарманской и Алабуга-Нарынской впадин. Здесь к Таласо-Ферганскому разлому также подходят отложения предгорных шлейфов обломочного материала, верхние горизонты которого относятся к позднему плиоцену. Соответственно расчленяющие их эрозионные врезы, в том числе показанные на рис. 2 и 5 речные долины и приразломный трог, не древнее самого конца плиоцена — раннего плейстоцена.

Все перечисленное позволяет сделать достаточно уверенный вывод, что новейшие сдвиговые перемещения по Таласо-Ферганскому разлому начались в начале плейстоцена или, возможно, самом конце плиоцена и достигли к настоящему времени 12—14 км. В предшествовавшие этапы неотектонической истории в зоне разлома происходили преимущественно складчатые деформации (коробление) основания с развитием структур общетянь-шанского (восток — северо-восточного и субширотного) простиранья, а также формирование Таласо-Ферганской диагональной зоны новейших поднятий такого же рода.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные исследования показывают, что на всем рассмотренном 360-километровом отрезке Таласо-Ферганский разлом развивается в четвертичное время как правый сдвиг. Амплитуда смещений по нему с начала плейстоцена или, возможно, самого конца плиоцена достигает 12—14 км. Признаки подобных смещений, хотя и не столь очевидные, обнаружены также на северо-западном и юго-восточном продолжении рассмотренного отрезка разлома.

Движения по разлому продолжаются в голоцене. Выявлены признаки импульсных, сейсмогенных подвижек. Они наиболее обоснованы для юго-восточных участков разлома, но могут предполагаться также для районов перевала Кокбель и верховий р. Чаткал. Судя по амплитудам смещений, связанных с отдельными импульсами (3—6 м), они могли быть результатами землетрясений с магнитудами не меньше 7,5, и возможность таких событий в зоне разлома подтверждает Чаткальское землетрясение 1946 г. По количеству и амплитудам максимумов смещений (см. рис. 3) и подсчитанной средней скорости сдвига можно приблизительно оценить повторяемость катастрофических землетрясений, обеспечивающих такую скорость. Для юго-восточных участков разлома повторяемость составляет 600—800 лет.

Интересно, что скорости сдвига за разные отрезки времени находятся в одном интервале величин. Для позднего голоцена это 0,5—1,4 см/год, а для позднего плейстоцена и голоцена — 0,7—1,5 см/год. Неопределенность в оценке времени начала новейших сдвиговых перемещений не позволяет датировать возраст суммарного смещения на 12—14 км точнее, чем последние 0,7—1,8 млн. лет. И в этом случае получается средняя скорость сдвига 0,8—1,7 см/год, близкая к скоростям позднечетвертичных перемещений.

Вместе с тем обнаруживается тенденция нарастания скоростей сдвига в северо-западном направлении. Наиболее отчетлива она для позднего голоценовых перемещений, скорость которых на первом участке 0,5 см/год, на втором 0,7, а на шестом приближается к 1,2—1,4 см/год. Сходное изменение намечается для голоцен-позднеплейстоценового сдвига: на четвертом участке его скорость 0,7—0,8 см/год, а непосредственно к северо-западу от Токтогульской водохранилища — 1,5 см/год. Та же тенденция, хотя и в ослабленной мере (всего на 15%), намечается для суммарного новейшего сдвига. Что же касается северо-западного окончания разлома, то здесь, северо-западнее Таласского хребта, амплитуды и соответственно скорости четвертичных сдвиговых смещений, по-видимому, резко уменьшаются. Как это объяснить и как связать с общим неотектоническим развитием Тянь-Шаня?

Само по себе возрастание скорости перемещений от флангов к центру разлома вполне естественно, если не учитывать того обстоятельства, что в данном случае возрастание скорости позднечетвертичного сдвига происходит на сравнительно коротких отрезках разлома. Действительно, 750-метровое смещение морены конца среднего плейстоцена на четвертом участке разлома не позволяет увеличить здесь скорость позднечетвертичного сдвига выше 0,8 см/год. В то же время сходные максимумы голоценовых смещений в районе перевала Кокбель и верховьях р. Чаткал косвенно свидетельствуют в пользу близких скоростей движений на этих участках и не позволяют уменьшить скорость позднечетвертичного сдвига ниже 1—1,5 см/год. Иначе говоря, имеет место скачок скоростей где-то на южном борту Токтогульской впадины. Возможно, он связан с тем, что здесь к Таласо-Ферганскому разлому приближается с востока Принарынская субширотная зона молодых разрывов, которая как бы берет на себя часть амплитуды смещений, уменьшая ее на более юго-восточных участках разлома.

Обнаруженное на том же отрезке разлома небольшое изменение амплитуды суммарного новейшего сдвигового смещения по разлому также может быть связано со складчатыми деформациями или корблением основания и взбросо-надвиговыми подвижками по разломам общетянь-шанского простираения. Интересно отметить в связи с этим, что при реконструкции досдвиговой новейшей структуры путем возвратного перемещения крыльев вдоль разлома в его зоне образовались зияющие участки шириной 1,5—2 км (см. рис. 5). Отчасти они могут быть результатом того, что реконструкция выполнена на плоскости, а не на сферической поверхности, но в какой-то мере, вероятно, определяются происходившими одновременно со сдвигом складчатыми деформациями и взбросо-надвиговыми подвижками основания.

Сложнее определить структурную обусловленность резкого уменьшения скорости сдвига на северо-западном окончании Таласо-Ферганского разлома. Оно происходит на северо-западном окончании Таласского хребта, непосредственно к юго-востоку от которого скорость позднего голоценового сдвига достигает максимальной измеренной величины, приближаясь к 1,2—1,4 см/год. Скачок скорости совпадает с северо-западной границей примыкающей к Таласо-Ферганскому разлому Чаткало-Кураминской системы новейших поднятий северо-восточного простираения, т. е. границей Тянь-Шаня как новейшего горного сооружения. Ей примерно соответствует цепочка эпицентров сильных землетрясений XX в. (см. рис. 1), достигающая на юге западного края Афгано-Таджикской

депрессии. Вдоль того же рубежа резко уменьшается к западу и общая сейсмическая активность [8].

Новейшая тектоническая активизация Тянь-Шаня связана с общим развитием области взаимодействия литосферных масс Индостана и более северных районов Евразии. Как было показано нами ранее [13], в процессе движения Индостана к северу происходило вовлечение в интенсивные зоны деформации и смещения все более северных тектонических зон, которые затем последовательно ограничивались с запада и востока сдвигами, причленялись к Индостану и начинали двигаться вместе с ним, вовлекая в интенсивные деформации новые зоны. Новейшие структуры Тянь-Шаня были охвачены этим процессом в плиоцене, когда фронт движущихся масс вплотную к ним приблизился. А Таласо-Ферганский разлом активизировался как сдвиг в самом конце плиоцена или скорее лишь в начале плейстоцена. И правомочно поставить вопрос, не является ли он вместе с сейсмически активной зоной северо-западного края Тянь-Шаня новым, самым молодым и еще не до конца проработанным фронтом горных масс, которые вовлекаются сейчас в северный дрейф Индостана. Тот факт, что Таласо-Ферганский разлом структурно выражен гораздо отчетливее северо-западного фланга этого движущегося клина, объясняется унаследованностью разлома от аналогичного палеозойского нарушения.

#### Список литературы

1. Аэрокосмическое изучение сейсмоопасных зон. М.: Наука, 1988. 134 с.
2. Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). М.: Наука, 1964. 143 с.
3. Буртман В. С., Скобелев С. Ф., Сулержицкий Л. Д. Таласо-Ферганский разлом: современные смещения в Чаткальском районе Тянь-Шаня//Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 5. С. 1173—1176.
4. Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 8 000 000/Ред. В. Г. Трифонов. М., Иркутск: ГУГК, 1986.
5. Костенко Н. П., Макаров В. И., Соловьева Л. И. Новейшая тектоника (Киргизская ССР)//Геология СССР. Т. XXV. Ч. 1. Кн. 2. М.: Недра, 1972. С. 249—271.
6. Крестников В. Н., Белоусов Т. П., Ермилин В. И., Чигарев Н. В., Штанге Д. В. Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1979. 116 с.
7. Макаров В. И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 307. М.: Наука, 1977. 171 с.
8. Макаров В. И., Скобелев С. Ф., Трифонов В. Г. и др. Глубинная структура земной коры на космических изображениях//Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНТИ, 1974. Т. 2. С. 9—42.
9. Макаров В. И., Соловьева Л. И. Неотектонические поперечные структуры Тянь-Шаня и их выражение на космических снимках//Изв. вузов. Геология и разведка. 1975. № 2. С. 10—18.
10. Мальцев Б. Д. К характеристике новейшего строения Таласо-Ферганского разлома и Таласо-Ферганской зоны поднятий//Геофиз. бюл. 1973. № 2. С. 62—69.
11. Пейве А. В., Руженцев С. В., Буртман В. С., Суворов А. И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии//22-я сессия МГК: Докл. советских геологов. Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964. С. 156—172.
12. Ранцман Е. Я., Пшенин Г. Н. Новейшие горизонтальные движения земной коры в зоне Таласо-Ферганского разлома по данным геоморфологического анализа//Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967. С. 155—159.
13. Трифонов В. Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983, 224 с.
14. Трифонов В. Г. Особенности развития активных разломов//Геотектоника. 1985. № 2. С. 16—26.
15. Wallace R. E. Notes on stream channels offset by the San Andreas fault, southern Coast Ranges. California//Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas Fault System. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. 1968. V. 11. P. 6—20.

Геологический институт  
АН СССР, Москва, 109017

Поступила в редакцию  
23.VI.1989.

УДК 551.243.12 : 552.11 (571.5)

© 1990 г.

КИСЕЛЕВ А. И., ПОПОВ А. М.

**АСТЕНОСФЕРНЫЙ ДИАПИР ПОД БАЙКАЛЬСКИМ РИФТОМ:  
ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ**

Модели глубинного строения области Байкальского рифта построены на допущении присутствия низкоплотного мантийного вещества в состоянии частичного плавления непосредственно ниже раздела Мохоровичича. Петрологические данные по ксенолитам мантийных пород из базальтов, а также данные магнито-теллурического зондирования убедительно свидетельствуют о том, что под Байкальским рифтом по крайней мере до глубин 60—100 км сохранилась мантийная литосфера, испытывавшая растяжение вследствие индоевразийской коллизии. Области максимального растяжения литосферы, маркируемые на поверхности рифтовыми впадинами и ареалами вулканизма, приобрели свойства, регистрируемые сейсмическими методами как аномальные по отношению к обычной литосферной мантии.

Изучение глубинных зон земной коры и верхней мантии требует интеграции геофизических и петрологических данных при построении моделей, наиболее адекватно отражающих природную обстановку. Действительные типы пород, присутствующих на больших глубинах, их количественные и возрастные отношения могут быть установлены при изучении ксенолитов в базальтах и кимберлитах, а также тектонически перемещенных глубокозалегающих высокометаморфизованных комплексов. Физические свойства этих реальных типов пород, измеренные экспериментально, их фазовый и химический состав содержат важную информацию о  $P$ ,  $T$ -условиях и процессах в низах коры и в верхней мантии и, несомненно, должны учитываться в качестве определенных ограничений в геофизических моделях.

Байкальская рифтовая зона многие годы является объектом комплексного геолого-геофизического изучения, что позволило выявить особенности ее глубинного строения, такие, как утонение коры под рифтовыми впадинами, наличие аномальной мантии под разделом Мохоровичича, повышенный неоднородный теплового поток, и представить возможные механизмы рифтогенеза. Обсуждаются два альтернативных подхода: 1) появление и развитие рифта в связи с активным внедрением астеносферного диапира в литосферу, его продвижением к основанию коры и последующим латеральным растеканием [12]; 2) образование рифта в результате реализации внутриплитовых напряжений, обусловленных индоевразийской коллизией [5, 7, 26]. В последнем варианте подъем кровли астеносферы является пассивной реакцией на растяжение и утонение литосферы в пределах рифтовой зоны.

Присутствие низкоплотного мантийного материала в состоянии частичного плавления ниже раздела Мохоровичича — ключевой пункт в моделях активного внедрения астеносферного (аномального) вещества под рифтовую зону, базирующихся главным образом на данных глубинного систематического зондирования. Аномальное вещество ( $Y_p = 7,7—7,8$  км/с) рассматривается в виде прерывистого слоя мощностью 0—50 км, подстилаемого мантией с  $Y_p = 8,1—8,2$  км/с [10]. Этот слой протягивается более чем на 1500 км и имеет ширину 200—400 км (рис. 1, 2). Предполагается, что в местах максимального утолщения слоя под рифтовыми впадинами он, возможно, соединяется узкими каналами с мантийным волноводом Гутенберга. Согласно другой версии, астеносферный выступ шириной 200—400 км образовался вследствие механического внедрения астеносферного диапира в литосферу над восходящим пото-

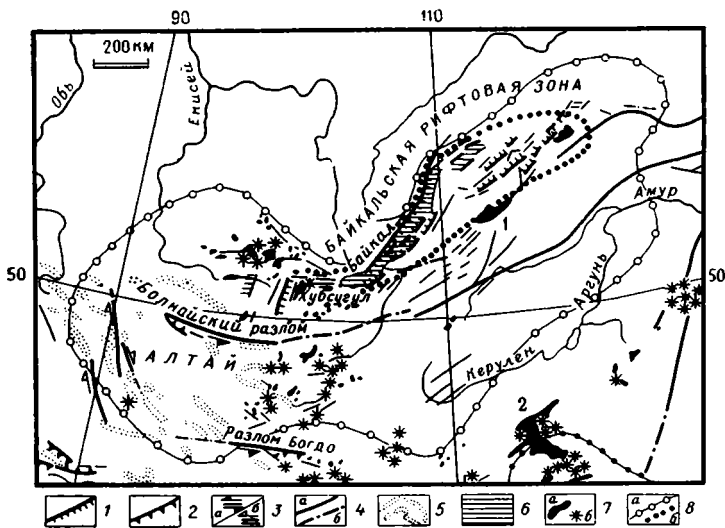


Рис. 1. Фрагмент схемы основных элементов новейшей техники Центральной Азии по [26] с добавлениями авторов

1—4 — разломы (жирные линии — наиболее важные, обычно сейсмоактивные и хорошо выраженные морфологически): 1 — сбросы, 2 — надвиги, 3 — сдвиги (направленные движения, установленные: а — по смещениям в очагах землетрясений или на плоскостях разрывов; б — по космическим снимкам), 4 — разломы действительные (а) и предполагаемые с невыясненным знаком движения (б); 5—8 — области: 5 — преимущественного сжатия (преобладают вертикальные движения, связанные с надвигообразованием и тектоникой сжатия), 6 — преимущественно горизонтального растяжения и опускания, 7 — проявления кайнозойского вулканизма (а) и потухшие вулканы (б) (1, 2 — базальтовое плато: 1 — Витимское, 2 — Дариганга), 8: а — пониженных скоростей в мантии по [12], б — проекция астеносферного выступа у основания земной коры под Байкальским рифтом по [6]

ком («горячим пятном») глубинного разогретого вещества. При этом происходила деструкция литосферы. Ее блоки погружались в астеносферу и, возможно, полностью ассимилировались [11]. Если следовать данной версии, то аномальная мантия под Байкальским рифтом должна содержать литосферный, астеносферный и подастеносферный источники вещества, которые могут найти отражение в изотопно-геохимических свойствах ксенолитов мантийных пород и вмещающих их кайнозойских базальтов.

Главные черты строения Байкальской рифтовой зоны в целом близки к таковым других областей континентального рифтогенеза. Пониженные значения скоростей сейсмических волн ниже раздела Мохоровичича установлено для Кенийского рифта ( $Y_p = 7,4-7,6$  км/с) и Рио-Гранде ( $Y_p = 7,6-7,7$  км/с), что часто истолковывается как свидетельство наличия астеносферного диапира или восходящей ветви конвективной ячейки, контактирующих с основанием коры под рифтами [16, 29]. В этот ряд не укладывается Рейнский грабен, под которым ниже раздела Мохоровичича наблюдается анизотропия в распространении продольных сейсмических волн, возможно, обусловленная преимущественной ориентировкой зерен оливина в перидотитовом субстрате. Вдоль простирания грабена  $Y_p = 8,31$  км/с, а перпендикулярно к нему  $Y_p = 7,73$  км/с [20].

По геофизическим данным, под континентальными рифтами выявляется сложная корово-мантийная зона, которая не вписывается в слишком упрощенную схему простого механического замещения континентальной литосферы при диапировом подъеме горячего астеносферного материала к основанию коры [29]. В эту схему не укладываются и петрологические данные по фазовому и химическому составу мантийного вещества.

Ксенолиты мантийных пород, вынесенные на поверхность при базальтовых извержениях в различных частях Байкальской рифтовой зоны, содержат свидетельства вещественной и термальной гетерогенности ман-



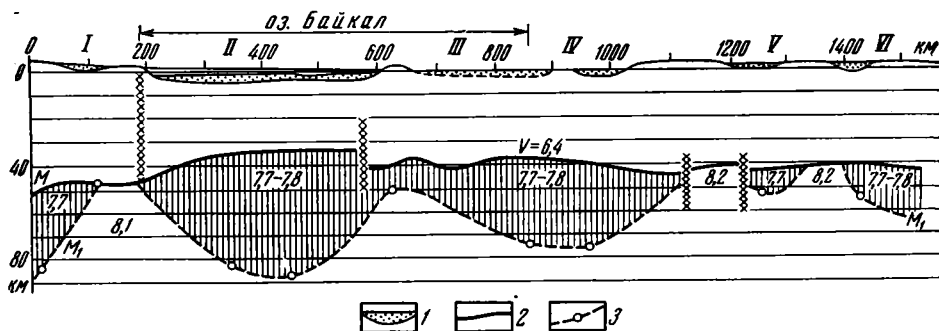


Рис. 2. Сейсмический разрез вдоль длинной оси Байкальской рифтовой зоны по [10] 1 — осадочные породы; 2 — поверхность мантии; 3 — подошва аномального слоя, который отмечен вертикальной штриховкой, с указанием значений скоростей продольных волн в км/с; I—VI — рифтовые впадины: I — Тункинская, II — Южно-Байкальская, III — Северо-Байкальская, IV — Нижнеангарская, V — Муйская, VI — Чарская

тии под рифтовой зоной. Наиболее распространенными среди них являются шпинелевые лерцолиты, сменяющиеся вниз по разрезу гранатовыми лерцолитами. Среди типичных «сухих» лерцолитов в верховьях р. Джиды и на хребте Удокан встречаются образцы со следами метасоматического наложения гидроксилсодержащих минералов — амфибола и флогопита [8]. В некоторых образцах лерцолитов из хребта Удокан зафиксирована регрессивная термальная история отдельных блоков мантийной литосферы. Она проявилась в появлении в порфировидных зернах ортопироксена при охлаждении структур распада твердого раствора с выделением тонких полос клинопироксена. Аналогичные структуры распада твердого раствора ортопироксена присутствуют и в грубозернистых катаклазированных ортопироксенитах, вероятно, представляющих древние интрузивные тела среди лерцолитов. Температура равновесной кристаллизации пироксенов при этом процессе оценивается по двупироксеновой термометрии в  $950^{\circ}\text{C}$ .

Некоторые лерцолиты из хребтов Удокан и Токингский Становик (восточная часть Байкальской рифтовой зоны) обнаруживают признаки локального разогрева и частичного плавления, причем плавлению подвергались как «сухие» шпинелевые лерцолиты с директивной текстурой, так и амфибол- и флогопитсодержащие их разновидности. Участки плавления обычно приурочены к межзерновому пространству и составляют обычно 1—3% объема породы [19], но иногда отмечаются и внутри зерен клинопироксена [13]. Они сложены стеклом, новообразованными кристаллами оливина, клинопироксена и шпинели. Химический состав стекол неоднородный; некоторые из них близки по составу к щелочным полевым шпатам. Появление таких стекол трудно объяснить без привлечения высокощелочных глубинных флюидов, дренирующих ослабленные зоны мантии. Присутствие флюидов понижает температуру солидуса мантийного субстрата на несколько сотен градусов, что согласуется с оценкой минимальной температуры плавления мантийных пород под Байкальской рифтовой зоной в  $1040^{\circ}\text{C}$  при давлении 17 кбар [13]. В то же время данные  $P$ ,  $T$ -условия являются предельными и для сохранности амфиболсодержащих (паргаситовых) лерцолитов, образующихся при мантийном метасоматозе, поскольку устойчивость паргасита на глубине  $\sim 60$  км возможна лишь при  $T \leq 1050^{\circ}\text{C}$  [23]. Отсюда можно полагать, что мантийный метасоматоз и частичное плавление могут быть сопряженными процессами в литосферной мантии. Частичное плавление флогопитсодержащих перидотитов начинается приблизительно при  $1150$ — $1200^{\circ}\text{C}$  [25].

Кроме указанных выше проявлений локально выраженного плавления в литосферной мантии Байкальской рифтовой зоны, возможно, ограниченных районами развития кайнозойского вулканизма, имеются астеносферные (?) дериваты ультраосновных — основных расплавов жиль-

ного типа. Это так называемая группа глинозем-авгитовых «черных» включений с титанистым авгитом и железистой шпинелью: клинопироксениты, амфиболовые, амфибол-флогопитовые и флогопитовые верлиты и амфибол-клинопироксен-плаггиоклазовые породы. Они обычны в базальтах хребтов Удокан, Токинский Становик и в Тункинской рифтовой впадине [8]. Происхождение таких пород связывается как с фракционированием инициальных расплавов, так и с мантийным метасоматозом, обусловленным их взаимодействием с вмещающими перидотитами при просачивании вверх через систему жил в мантийной части литосферы [33]. Примером являются «сложные» образцы, в которых наблюдаются контактовые или реакционные отношения разных типов мантийных пород. Масштабы вещественной гетерогенности оценить трудно, поскольку приходится иметь дело с фрагментарным материалом. Тем не менее интегральный эффект импрегнации литосферной мантии астеносферными дериватами может быть довольно ощутимым. Исследование метасоматизированных и рассеченных флогопитовыми, амфиболовыми и пироксеновыми прожилками верхнемантийных ксенолитов из Танзании показало, что метасоматизм мантии приводит к уменьшению ее плотности в среднем на 4,5% [22].

Глубинные ксенолиты являются источником информации о динамических процессах в мантии. В геодинамическом отношении они маркируют регионы внутрилитового вулканизма, в том числе и рифтового, связанного с тектоникой растяжения. Ксенолиты, главным образом хромдиопсидовой группы, несут следы стрессового воздействия и перекристаллизации, которые интерпретируются как следствие пластического течения вещества верхней мантии в условиях крупных сдвиговых дислокаций и локального мантийного диапиризма [4, 27, 33]. Фрагментация мантийного материала в форме ксенолитов и образование жильных выполнений при движении расплава в негидростатическом поле напряжений указывают на проявление в мантийной литосфере не только пластического течения, но и хрупкого разрушения.

Значения температур равновесия пироксенов в шпинелевых лерцолитах Байкальской рифтовой зоны и смежных с ней регионов, по данным двупироксеновой термометрии, варьируют от 750 до 1200°С, причем большинство значений укладывается в интервал 900—1100°С [8]. Температуры для более глубоких гранатовых лерцолитов ( $P=23-27$  кбар) оцениваются в 1150—1190°С [2]. Широкий разброс температур равновесия для мантийных ксенолитов, вероятно, отражает как вертикальную, так и латеральную термальную и вещественную гетерогенность верхней мантии в среднем в интервале глубин 45—75 км, вызванную растяжением литосферы в широкой зоне и локальным внедрением вдоль ее ослабленных участков астеносферного вещества в виде расплавов и флюидов (рис. 3). Последние оказали метасоматизирующее и термальное воздействие на литосферную мантию вплоть до ее подплавления в некоторых ограниченных объемах. Общий прогрев литосферы поднимающимися порциями расплавов и флюидов к разделу Мохоровичича в конечном счете привел к разуплотнению литосферной мантии, увеличению в ее составе доли пикрит-базальтовых магматитов и метасоматитов в участках максимального растяжения, что и находит интегральное выражение в скоростных аномалиях прохождения сейсмических волн.

Согласно изотопно-геохимическим данным В. И. Коваленко и др. [9], мантийные ксенолиты из базальтов Монголии и Витимского плоскогорья в разной степени деплетированы и гетерогенны в отношении их изотопного состава. Вещество ксенолитов сохранило «память» о четырех эпизодах эволюции мантии в Монголо-Байкальском регионе, отвечающих временным рубежам соответственно ~2,0; 0,6; 0,23 и менее 0,04 млрд. лет. Наиболее ранний эпизод (~2,0 млрд. лет) связывается с широкомасштабным деплетированием первичной мантии, которое комплексно связано со становлением зрелой континентальной коры и стабилизации литосферы. Самый поздний эпизод проявился в виде мантийного метасоматоза. Приведенные выше данные делают неубедительной попытку

Ю. А. Зорина [6] представить совокупность мантийных ксенолитов из Байкальской рифтовой зоны как вещество астеносферного диапира. Попутно отметим, что представление об астеносфере как о слое частично расплавленного мантийного вещества, подстилающего литосферу, сейчас не является общепринятым. Для объяснения затухания сейсмических волн в зоне пониженных скоростей в верхней мантии привлекается наличие резкого излома температурного профиля, связанного с переходом от конвективной передачи тепла в астеносфере к кондуктивной в литосфере [1]. На поведение поперечных сейсмических волн оказывает влияние и пониженная добротность мантии в состоянии предплавления [21]. Состав и пространственная ориентировка главных минеральных фаз мантийного вещества также могут обеспечить затухание сейсмических волн [20, 30]. Имеется в виду увеличение доли пироксенов в мантийных парагенезисах или закономерная ориентировка в пространстве кристаллооптических элементов оливина.

По данным магнито-теллурического зондирования, астеносферный слой под Байкальской рифтовой зоной предполагается на глубинах 60—100 км [3, 14]. Довольно высокое значение электрического сопротивления (4000 Ом·м) под подошвой земной коры в рифтовой зоне не дает оснований допускать повсеместное присутствие там частично расплавленного мантийного вещества. Температура на разделе Мохоровичича, по данным магнито-теллурического зондирования, не выше 800°С [15].

Ранее было показано, что внутренне непротиворечивые модели активного диапирового внедрения астеносферного материала в литосферу плохо согласуются с данными исторической и региональной геологии [7]. Сторонники автономной диапировой модели образования Байкальской рифтовой зоны утверждают, что «развитие астеносферного выступа в силу принципа изостазии вызвало образование Саяно-Байкальского сводового поднятия, а растекание выступа в сторону ... обусловило растяжение земной коры и формирование рифтовых впадин [11, с. 130]. Наряду с этим цитированные авторы полагают, что растяжение литосферы и медленное развитие рифтовых впадин имели место по мере роста высоты астеносферного выступа, начиная с олигоцена. Вряд ли это соответствует действительности, ибо первые импульсы растяжения в олигоцене и особенно в миоцене имеют широкий региональный характер, не ограничиваются контурами астеносферного выступа и поэтому не могут быть связаны с его ростом напрямую. Это убедительно иллюстрируется примерами развития и пространственной локализации кайнозойского вулканизма в Байкало-Монгольском регионе, ареалы которого маркируют участки растяжения литосферы. Особенно показательным является Витимское базальтовое плато площадью ~7000 км<sup>2</sup>, северная часть которого совпадает с проекцией астеносферного выступа на поверхность (см. рис. 1). Важно подчеркнуть, что Витимское плато с миоцена и до современности не испытало заметных вертикальных перемещений, как это следовало бы ожидать в соответствии с диапировой моделью.

Астеносферный выступ под Байкальской рифтовой зоной, по представлениям сторонников автономного развития рифтовой зоны, является частью аномальной высоконагретой мантии или «горячего пятна», расположенного под горными сооружениями южного обрамления Сибирской платформы (см. рис. 1), которое рассматривается в качестве глубинного энергетического источника активизации недр не только под Байкальской рифтовой зоной, но и под смежными с ней регионами [12]. Однако и этот расширенный вариант автономной природы эндогенных сил не согласуется с реальной геологической ситуацией. Убедительным примером отсутствия связи между вулканизмом и аномальной мантией является крупное базальтовое плато Дариганга, расположенное вне контуров развития последней (см. рис. 1). Дариганга, как и Витимское плато, является примером растяжения литосферы без ощутимых вертикальных перемещений в неоген-четвертичное время, что заставляет относиться скептически к наличию под ними крупных астеносферных выступов.

Эволюция продуктов вулканизма в рифтовой зоне от умеренно още-

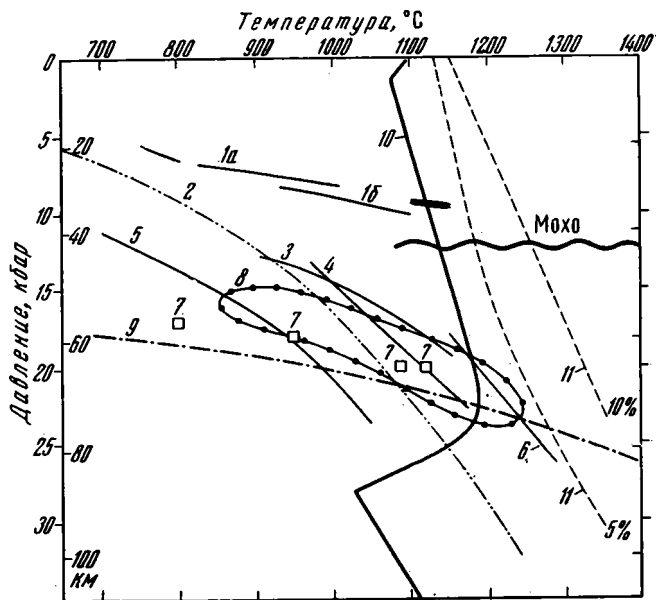


Рис. 3. *PT*-диаграмма равновесных температур глубинных ксенолитов из базальтов Байкальской рифтовой зоны, Токинского Становика и других районов (по [31] с изменениями и добавлениями авторов)

1а, 1б — геотермы по коровым ксенолитам для рифта Рио-Гранде; 2 — высокотемпературная океаническая геотерма по [24]; 3, 4 — то же по мантийным ксенолитам; 5, 6 — геотермы Дариганги (5) и района р. Ихэ-Тулбури-Гол, Монголия (6) по [18]; 7 — равновесные температуры (квадраты) для мантийных ксенолитов разных структурных типов из базальтов Рейнского грабена по [32]; 8 — область равновесных температур для мантийных ксенолитов Байкальской рифтовой зоны; 9 — границы фаций гранатовых и шпинелевых лерцолитов по [28]; 10 — солидус пиролизита при 0,1%  $H_2O$  по [17]; 11 — кривые степени плавления пиролизита в зависимости от *PT*-условий

лочных (миоцен — плиоцен) к щелочным составам базальтов (плейстоцен-четвертичных) связана с заглублением очагов базальтовой магмы, что противоречит классической схеме смены умеренно щелочных базальтовых магм толеитовыми при подъеме астеносферного диапира на более высокие уровни. Резкое сокращение объемов извержений в плиоцен-четвертичное время и увеличение щелочности базальтов являются не только спецификой вулканизма Байкальской рифтовой зоны, но и вулканизма центральной и континентальной части Восточной Азии в целом.

Все вышеизложенное склоняет к убеждению, что под Байкальской рифтовой зоной не происходило полной редукции мантийной литосферы путем механического замещения ее астеносферным веществом. Тектоно-термальная активизация литосферы под Байкальской рифтовой зоной и сопредельными регионами связана с ее растяжением и локальным утонением при реализации внутрилитовых напряжений, вызванных индоевразийской коллизией. Растяжение стимулировало пассивный подъем астеносферного материала, дериваты которого в виде расплавов и флюидов внедрялись в литосферную мантию, обеспечивая ее разогрев, метасоматическое преобразование вплоть до частичного плавления в зонах повышенной проницаемости. Области максимального растяжения литосферы, маркируемые на поверхности рифтовыми впадинами и ареалами вулканизма, приобрели свойства, регистрируемые сейсмическими методами как аномальные по отношению к «стандартной» мантии.

#### Список литературы

1. Андерсен О. Л. Десятилетний прогресс в изучении свойств вещества и процессов внутри Земли//Современные проблемы геодинамики. М.: Мир, 1984. С. 179—196.
2. Ащепков И. В., Добрецов Н. Л., Калманович Н. А. Гранатовые перидотиты из щелочных пикритондов и базанитоидов Витимского плоскогорья//Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 2. С. 417—419.
3. Ваньян П. Л., Бердичевский М. Н., Васин Н. Д. и др. О нормальном геоэлектрическом разрезе//Физика Земли. 1984. № 2. С. 73—76.
4. Грачев А. Ф., Добржинская Л. Ф. Структурная анизотропия мантийных ксенолитов

- тов из неогеновых вулканитов Центральной Европы и ее значение для интерпретации азимутальной сейсмической анизотропии литосферы//Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987. С. 178—193.
5. *Зоненштайн Л. П., Савостин Л. А., Мишарина Л. А., Солоненко Н. В.* Геодинамика Байкальской рифтовой зоны и тектоника плит Внутренней Азии//Геолого-геофизические и подводные исследования озера Байкал. М.: Ин-т океанол. им. П. Л. Ширшова АН СССР, 1979. С. 157—203.
  6. *Зорин Ю. А., Туртанов Е. Х., Новоселова М. Р., Балк Т. В.* Объемная модель литосферы южной части Восточной Сибири//Геотектоника. 1989. № 1. С. 96—106.
  7. *Казьмин В. Г.* О двух типах раскола континентов//Геотектоника. 1984. № 2. С. 23.
  8. *Киселев А. И., Семенова В. Г., Соловьева Л. В. и др.* Глубинные ксенолиты в базальтах Байкальской рифтовой зоны и Токинского Становика//Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987. С. 64—73.
  9. *Коваленко В. И., Ионов Д. А., Ярмолюк В. В. и др.* Корреляция эволюции мантии и земной коры некоторых районов Центральной Азии по изотопным данным//Состав и процессы глубинных зон континентальной литосферы. Тез. докл. Междунар. симпозиум. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 41—42.
  10. *Крылов С. В., Мишенькин Б. П.* Глубинная структура Байкальского региона по сейсмическим данным//Докл. XXVII Междунар. геол. конгр. Геофизика. М.: Наука, 1984. С. 53—56.
  11. *Логачев Н. А., Зорин Ю. А.* Строение и стадии развития Байкальского рифта//Докл. XXVII Междунар. геол. конгр. Тектоника. М.: Наука, 1984. Т. 7. С. 126—134.
  12. *Очерки по глубинному строению Байкальского рифта.* Новосибирск: Наука, 1977.
  13. *Поляков А. И., Муравьева Н. С., Сенин В. Г.* Парциальное плавление верхней мантии Байкальского рифта (по данным изучения стекол в лердолитовых нодулях и мегакристах)//Докл. АН СССР, 1988. Т. 300. № 1. С. 208—213.
  14. *Полов А. М.* Глубинные МТ-зондирования в Прибайкалье//Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. С. 94—101.
  15. *Полов А. М.* О причинах повышения электропроводности в земной коре (на примере Прибайкалья)//Геология и геофизика. 1987. № 12. С. 57—64.
  16. *Рамберг И., Морган П.* Физическая характеристика и направления эволюции континентальных рифтов//Докл. XXVII Междунар. геол. конгр. Тектоника. М.: Наука, 1984. Т. 7. С. 78—109.
  17. *Рингвуд А. Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
  18. *Салтыковский А. Я., Генштафт Ю. С.* Мантия и вулканизм юго-востока Монголии. М.: Наука, 1985. 202 с.
  19. *Семенова В. Г., Соловьева Л. В., Владимиров Б. М. и др.* Стекла и закалочные фазы в глубинных включениях из щелочных базальтоидов Токинского Становика//Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987. С. 73—95.
  20. *Фукс К.* Сейсмическая анизотропия и состав континентальной подкоровой литосферы//Докл. XXVII Междунар. геол. конгр. Геофизика. М. Наука, 1984. Т. 8. С. 43.
  21. *Anderson D. L., Kanamori H., Hart R. S., Liu H. P.* The Earth as seismic absorption band//Science. 1977. V. 106. № 4294. P. 1104.
  22. *Dawson J. B., Smith J. V.* Metasomatized and veined upper-mantle xenoliths from Pello Hill, Tanzania: evidence for anomalously light mantle beneath the Tanzanian sector of the East African Rift Valley//Contrib. Mineral. and Petrol. 1988. V. 100. № 4.
  23. *Green D. H.* Experimental melting studies on model upper mantle composition at high pressure and both water-saturated and water-unsaturated condition//Earth Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19. № 1. P. 37—53.
  24. *Mercier J. C., Carter N. L.* Pyroxene geotherm//J. Geophys. Res. 1975. V. 80. № 23.
  25. *Modreski P. J., Boettcher A. L.* Phase relations of phlogopite in the system  $K_2O-MgO-CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  to 35 kbars: a better model for micas in the interior of the earth//Amer. J. Sci. 1973. V. 273. № 5. P. 385—415.
  26. *Molnar P., Tappanier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision//Science. 1975. V. 189. № 4201. P. 419—426.
  27. *Nicolas A., Boudier F., Boullier A. M.* Mechanism of flow in naturally and experimentally deformed peridotites//Amer. J. Sci. 1973. V. 273. № 10. P. 853—876.
  28. *Obata M.* The solubility of  $Al_2O_3$  in orthopyroxenes in spinel and plagioclase peridotites and spinel pyroxenite//Amer. Mineralogist. 1976. V. 61. № 7/8. P. 804—817.
  29. *Olsen K. H.* The role of seismic refraction data for studies of the origin and evolution of continental rifts//Tectonophysics. 1983. V. 94. № 1—4. P. 349—370.
  30. *O'Reilly S. Y., Griffin W. L., Johnson B. D.* Petrological constraints and geophysical models for the lower crust, Moho, and mantle: thermal and seismic interpretations//Abstrs IVth Intern. Kimberlite Conf. Perth, West. Australia, 1986. P. 303—307.
  31. *Saeger W. R., Morgan P.* Rio Grande Rift in Southern New Mexico, West Texas and Northern Chihuahua//Rio Grande Rift: tectonics and magmatism. Wash. (D. C.): Amer. Geophys. Union, 1979. P. 87—106.
  32. *Seck H. A., Wedepohl K. H.* Mantle xenoliths in the Rhenish Massif and the Northern Hessian depression//Plateau Uplift/Ed. Fuchs K. et al. Berlin; Heidelberg: Springer, 1983. P. 344—351.
  33. *Witt G., Seck H. A.* Origin of amphibole in recrystallized and porphyroclastic mantle xenoliths from the Rhenish Massif: implication for the nature of mantle metasomatism//Earth Planet. Sci. Lett. 1989. V. 91. № 3/4. P. 327—340.

УДК 551.242.2(262)

© 1990 г.

МОСКАЛЕНКО В. Н.

## МИГРАЦИЯ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ В ВОСТОЧНОМ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЕ

Комплексные геофизические исследования, проведенные в 4-й экспедиции на НИС «Рифт», выявили ряд принципиальных особенностей строения земной коры Восточно-Средиземноморского вала и Эллинского желоба, позволяющих сделать вывод о том, что в конце плицена зона поддвига Африканской плиты под Европейскую в районе Эгейской дуги мигрировала на глубину, вероятнее всего до уровня границы Мохоровичича, до области пониженной вязкости. В настоящее время плоскость поддвига проходит под Восточно-Средиземноморским валом. В результате миграции зоны поддвига на глубину в вышележащей толще земной коры возникли силы сжатия, приведшие к образованию самой структуры вала и глубоководных впадин вдоль его южного подножия. Мелкофокусные землетрясения указывают, что процесс деформации вала и прилегающих глубоководных впадин продолжается и в геологической перспективе здесь должна образоваться новая зона поддвига.

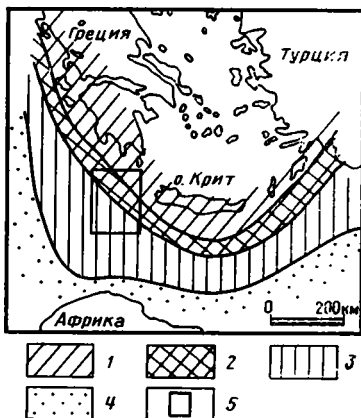
### ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ВОСТОЧНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

В Восточном Средиземноморье, огибая с юга Эгейское море, располагается система дугообразных гигантских структур (Эгейская дуга). Её образуют горные сооружения Динарид, Эллинид и Тавра, протягивающиеся через Балканский полуостров, Пелопоннес, острова Крит, Родос и уходящие далее в Турцию. С внешней стороны их опоясывает система глубоких (до 5125 м) и узких впадин Эллинского желоба, южнее которого располагается Восточно-Средиземноморский вал, широкой дугообразной полосой протягивающийся от Кипра до Ионических островов (рис. 1).

Эгейская дуга является областью повышенной сейсмичности [14, 15]. По распределению гипоцентров землетрясений в Восточном Средиземноморье установлено, что фокальная плоскость наклонена под Европейскую плиту под углом примерно  $35^\circ$  и погружается на глубину 150—175 км [15].

Все исследователи Восточного Средиземноморья отмечали тектоническую взаимосвязь его макроструктур, однако их происхождение объясняли по-разному. В научных публикациях до 70-х годов для Восточного Средиземноморья использовалась в основном модель океанической коры [7, 13, 16]. После выполнения площадных сейсмических исследований с помощью МОВ ОГТ [8, 12, 17], с радиобуями [10] и сухопутными пунктами регистрации [11], которые подтвердили выводы автора о наличии в Восточном Средиземноморье осадочной толщи континентального типа мощностью до 12—15 км [2], стала привлекаться модель континентальной коры [4, 5, 8, 12, 15, 18, 19]. В опубликованных работах рассматривались два основных варианта происхождения Эгейской дуги. Наиболее убедительной является геодинамическая модель, в которой Эгейская дуга связывается с зоной субдукции: северный край Африканской плиты погружается под Евроазиатскую [1, 5, 8, 11, 12 и др.]. Три перечисленные выше структурные зоны, последовательно сменяющие одна другую, представляют собой сопряженные структуры зоны поддвига. По второй геодинамической модели, предложенной Харрисоном [9], под действием сил сжатия произошел скол земной коры в области Эллинского желоба, северное крыло было приподнято и надвинуто на южное по гигантскому взбросу, образовав горные сооружения. В области погруженного южного крыла располагается Эллинский желоб, а на месте изгиба плиты — Восточно-Средиземноморский вал.

Рис. 1. Схема основных структур Восточного Средиземноморья  
 1 — пояс горных сооружений; 2 — Эллинский желоб; 3 — Восточно-Средиземноморский вал; 4 — глубоководные впадины Центрального бассейна и моря Леванта; 5 — расположение полигона (см. рис. 2)



На южной окраине Европейской плиты зона субдукции существовала по крайней мере с юры [1]. В мелу океан Тетис, разделявший Африканскую и Европейскую плиты в области современного Средиземного моря, сократился до минимума и в зоны Беньюфа стали погружаться северные окраины Африканской плиты. На отдельных участках Средиземного моря, в частности в районе Эгейской дуги, этот процесс продолжается и сегодня, о чем свидетельствует высокая сейсмическая активность вдоль Эллинского желоба [15]. Если желоб и вал являются сопряженными структурами зоны поддвига, то они существуют, наверное, с палеогена, со времени, когда стабилизировался подвиг материковой коры Африканской плиты под Европейскую.

При движении на север Африканская плита сначала изгибается в области вала, затем погружается в желоб и далее вдоль фокальной плоскости под Эгейское море, под южную окраину Европейской плиты. Это схематичная принципиальная схема. Реальная обстановка, структура земной коры и детали движения Африканской плиты, конечно, сложнее, но они должны найти объяснение в рамках данной геодинамической модели.

Сейсмическими исследованиями установлено [2, 12, 17, 18], что мощный осадочный чехол северного побережья Ливии и Египта продолжается в Восточное Средиземноморье и прослеживается до Эллинского желоба. Кроме того, получены также важные сведения о деформациях осадочного чехла и об осадочных комплексах, образовавшихся в Эллинском желобе и глубоководных впадинах.

И. Финетти [8], анализируя сейсмические данные, полученные с помощью МОВ ОГТ по нескольким профилям, пересекающим Восточно-Средиземноморский вал, пришел к выводу, что вдоль вала протягиваются три узких (10—15 км) пояса интенсивной деформации осадочного чехла со складками, опрокинутыми и надвинутыми в южном направлении. Происхождение зон деформаций он объясняет следующим образом. Современная область вала первоначально была окраинным бассейном северной части Африканской плиты. В процессе субдукции океанической коры Тетиса мощный осадочный чехол Африканской плиты приблизился к зоне субдукции в позднем кайнозое и, подвергшись сжатию, деформировался с образованием самой структуры вала. И. Финетти предполагает, что сжатие привело к отделению осадочного чехла от фундамента. Поскольку вал является частью системы островной дуги, а его образование он относит к позднему кайнозою, то в этой связи он считает возможным говорить о миграции дуги в южном направлении. В то же время Финетти считает, что изученная часть осадочного чехла свидетельствует о том, что океаническая кора Тетиса могла существовать в Восточном Средиземноморье лишь до среднего мела. Данное утверждение не согласуется с вышеприведенными выводами о позднекайнозойском сжатии осадочного чехла бывшей окраины Африканской плиты. По данным реконструкции Л. П. Зоненшайна и Л. А. Савостина [1], сближение Афри-

канской и Европейской плит только за последние 10 млн. лет составило 100—120 км, а за весь кайнозой ~500 км. Ширина Восточно-Средиземноморского вала ~200 км. Сжатие осадочного чехла, очевидно, не превышает 10—20%.

Из этого следует, что северный край Африканской плиты на протяжении большей части кайнозоя затягивался в зону субдукции вместе с осадочным чехлом. Высокие изостатические аномалии гравитационного поля и сравнительно низкие аномалии в редукции Буге свидетельствуют о большом дефиците масс и, принимая во внимание высокую сейсмическую активность этого района, подтверждают вывод о продолжающемся поддвиге Африканской плиты под Европейскую.

Однако ряд особенностей строения осадочного чехла Восточного Средиземноморья, в частности плиоцен-четвертичных отложений, не поддаются объяснению в рамках простой модели поддвига. В глубоководных впадинах Эллинского желоба обнаружены мощные (до 1 км) слоистые, абсолютно не дислоцированные осадочные отложения четвертичного возраста [6], залегающие горизонтально. Южнее Восточно-Средиземноморского вала располагаются впадины, в которых мощность плиоцен-четвертичных осадков во много раз превышает мощности аналогичных отложений на валу. И, видимо, Финетти прав в том отношении, что в позднем кайнозое произошла перестройка в геодинамике Восточного Средиземноморья.

Требовались дополнительные исследования, детальные и целенаправленные, которые могли бы дать более реальную картину структуры осадочного чехла в Эллинском желобе и у подножия южного склона Восточно-Средиземноморского вала. К сожалению, обработка ранее проведенных сейсмических исследований завершилась получением временных разрезов без применения процедуры миграции, очищающей разрез от дифрагированных волн, которые в такой сложной тектонически нарушенной области, какой является Восточно-Средиземноморский вал и Эллинский желоб, могут создавать ложное представление о наличии складок и наклонных плоскостей нарушения.

#### НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

В 1984 г. Южное отделение Института океанологии АН СССР провело комплексные геофизические исследования в Эллинском желобе (4-й рейс НИС «Рифт») [18]. На полигоне размером 50×50 миль проведены съемка магнитного и гравитационного полей по 22 профилям общей протяженностью ~1100 миль, сейсмопрофилирование МОВ ОГТ на трех профилях общей длиной 135 миль, методом НСП обработаны восемь профилей длиной 155 миль (рис. 2).

Полигон располагается к югу от Пелопоннеса (рис. 1) и включает основные морфоструктуры дна: Восточно-Средиземноморский вал, Эллинский желоб и материковый склон островной дуги. Глубина моря в его пределах значительно меняется: от 900 до 4661 м.

Сложные сейсмогеологические условия: резко расчлененный рельеф дна в Эллинском желобе, наличие участков с крутыми наклонами, тектоническая раздробленность, присутствие в разрезе погребенных поднятий — затрудняли корреляцию и идентификацию сейсмических границ. В связи с этим большое внимание при обработке данных ОГТ было уделено нестандартным методам скоростного анализа, которые в значительной мере внесли определенность в природу отражающих границ на временных разрезах и дополнительно выявили особенности строения осадочного чехла [3]. При обработке данных МОВ ОГТ проведена процедура миграции, которая очистила разрез от дифрагированных волн.

Внутренняя структура осадочной толщи прорисовывается на временных сейсмических разрезах на глубину от 0,2 до 4,0 с с переменной детальностью и надежностью (рис. 3). В пределах полигона на сейсмических разрезах выделяются три опорные сейсмические границы, которые



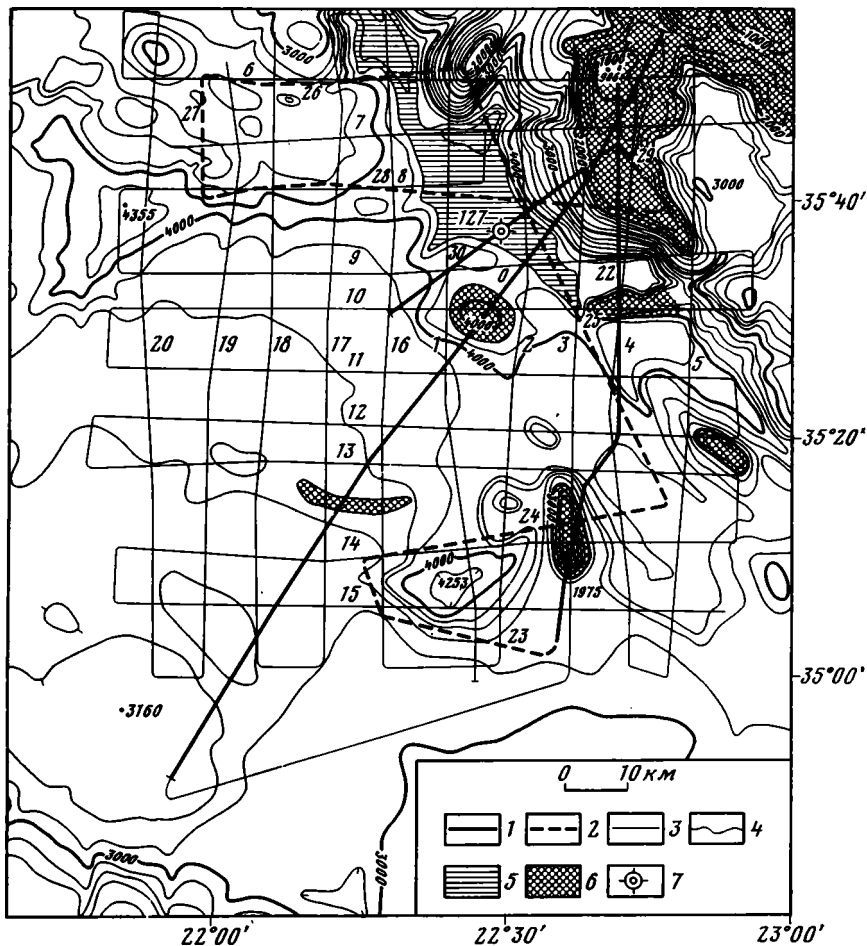


Рис. 2. Расположение геофизических профилей на полигоне  
 1 — сейсмoprofilирование МОВ ОГТ; 2 — то же, методом НСП; 3 — профили магнитной и гравиметрической съемки; 4 — изобаты; 5 — глубоководная часть Эллинского желоба, выполненная горизонтально-слоистыми четвертичными осадками; 6 — подводные горы, поднятия и погребенные выступы; 7 — скважина глубоководного бурения. Цифры около профилей — их номера. Расположение полигона см. на рис. 1.

разделяют осадочную толщу на три основных слоя. На разрезах они показаны цифрами 2, 3, 4 (рис. 4).

Верхняя опорная граница 2 является на большей части полигона поверхностью структурного несогласия. В глубоководной части Эллинского желоба она отделяет тонкослоистые, недислоцированные, горизонтально залегающие осадки верхнего слоя от подстилающих осадочных отложений более сложной структуры. Эта опорная сейсмическая граница в верхней части осадочного разреза достаточно хорошо изучена в Средиземном море и привязана к скважинам глубоководного бурения. Она соответствует подошве плиоцен-четвертичных отложений или кровле мессинских эвапоритов [2, 3, 6].

Опорная граница 3 выделена на сравнительно небольшом участке профиля № 0 (МОВ ОГТ) в нижней части склона Восточно-Средиземноморского вала (см. рис. 3, 4) и в районе подводной горы 1975 м на профиле № 24 (НСП) (см. рис. 2). На сейсмических разрезах эта граница регистрируется в виде многофазного высокоамплитудного волнового пакета и соответствует кровле высокоскоростных отложений. Аналогичная граница выделена И. Финетти [8] к югу от о-ва Крит и отождествлена с кровлей мезозоя. Сейсмическая граница 3 выделена также в Центральном бассейне и в Адриатическом море. У побережья Албании и Югославии по данным бурения она отождествлена с кровлей меловых карбонаг-

ных отложений. Учитывая, что область от Адриатики до Кипра, где выделена и отождествлена граница 3 находится в пределах единой тектонической зоны, можно предположить, что и в пределах нашего полигона эта граница соответствует кровле мезозойских образований.

Как правило, граница 3 на сейсмических разрезах довольно простая, плоская либо слабоволнистая. Она залегает субпараллельно поверхности дна и разделяет согласно лежащие отложения осадочной толщи. Наиболее четко граница 3 выделяется на сейсмических разрезах при суммировании со скоростью  $V_{огт} = 2,5-3,0$  км/с, которая соответствует высоким интервальным скоростям и подтверждает принадлежность к карбонатным породам.

В верхней части склона вала, в районе подводной горы 1975 м (см. рис. 2), граница 3 сложная, характеризуется резкой расчлененностью.

На некоторых участках полигона зарегистрированы слабые отраженные волны от границы раздела, залегающего на большой глубине (2,5—3,0 с ниже дна). На этих глубинах породы характеризуются высокими (5—6 км/с) интервальными скоростями распространения сейсмических волн (см. рис. 4). На разрезах эта граница обозначена цифрой 4. Данная граница прослеживается фрагментами, дискретно, характеризуется сложной, резко расчлененной поверхностью. От этой границы в волновом поле зарегистрировано большое количество дифрагированных волн, свидетельствующих о наличии интенсивной тектонической раздробленности залегающей ниже нее толщи.

Границу 4, исходя из общих геологических соображений и сходства строения осадочного чехла в Восточном Средиземноморье, можно условно отождествить с кровлей палеозойских образований.

Таким образом, в Эллинском желобе выделяются те же осадочные комплексы, что и во всем Восточном Средиземноморье: верхний — плиоцен-четвертичный, средний — миоцен-палеогеновый, нижний — мезозойский, возможно частично палеозойский.

Мощность плиоцен-четвертичных отложений на склоне Восточно-Средиземноморского вала составляет 100—200 м (см. рис. 4). Они облекают неровный рельеф подстилающих миоценовых отложений, заполняют углубления и небольшие впадины. Исключением является глубоководная часть желоба, где их мощность увеличивается до 500—700 м, а в некоторых наиболее прогнутых участках — до 1000 м и более. В глубоководной части желоба плиоцен-четвертичные осадки имеют четкую горизонтальную слоистость, ровное дно. Прослои и горизонты притыкаются к бортам впадины. Основную часть мощности в осевой части желоба слагают более молодые плейстоценовые отложения [6]. На возвышенностях материкового склона и на подводных горах склона вала мощность плиоцен-четвертичных отложений сокращается до первых десятков метров либо они полностью выклиниваются.

Наибольшие мощности среднего комплекса неоген-палеогеновых отложений приурочены к средней части склона вала (рис. 4). Во впадине между двумя погребенными структурами и в окрестности горы 1975 м (см. рис. 2) мощность этих отложений достигает 1,0—1,5 км. Примерно 0,4—0,5 км этой мощности приходится на отложения эвапоритовой толщи верхнего миоцена. В локальных впадинах на склоне вала разрез миоценовых отложений характеризуется горизонтальной слоистостью, отсутствием видимых тектонических нарушений. Нижняя часть среднего комплекса (домессинская) менее стратифицирована и на сейсмических разрезах представлена однородной акустически прозрачной толщей.

Нижний мезозойско-палеозойский комплекс пород имеет повсеместное распространение в пределах полигона. Положение кровли этого комплекса примерно определяется изолинией скорости  $V_{огт} = 2,0$  км/с. Верхняя часть мезозойских отложений сложена высокоскоростными породами, очевидно, карбонатными отложениями верхнего мела, как в районе югославо-албанского побережья. Мощность высокоскоростного слоя меняется на площади полигона от 0,4 до 1,0 км, увеличиваясь в осевой части желоба до 1,6 км. Подошва нижнего комплекса осадочной

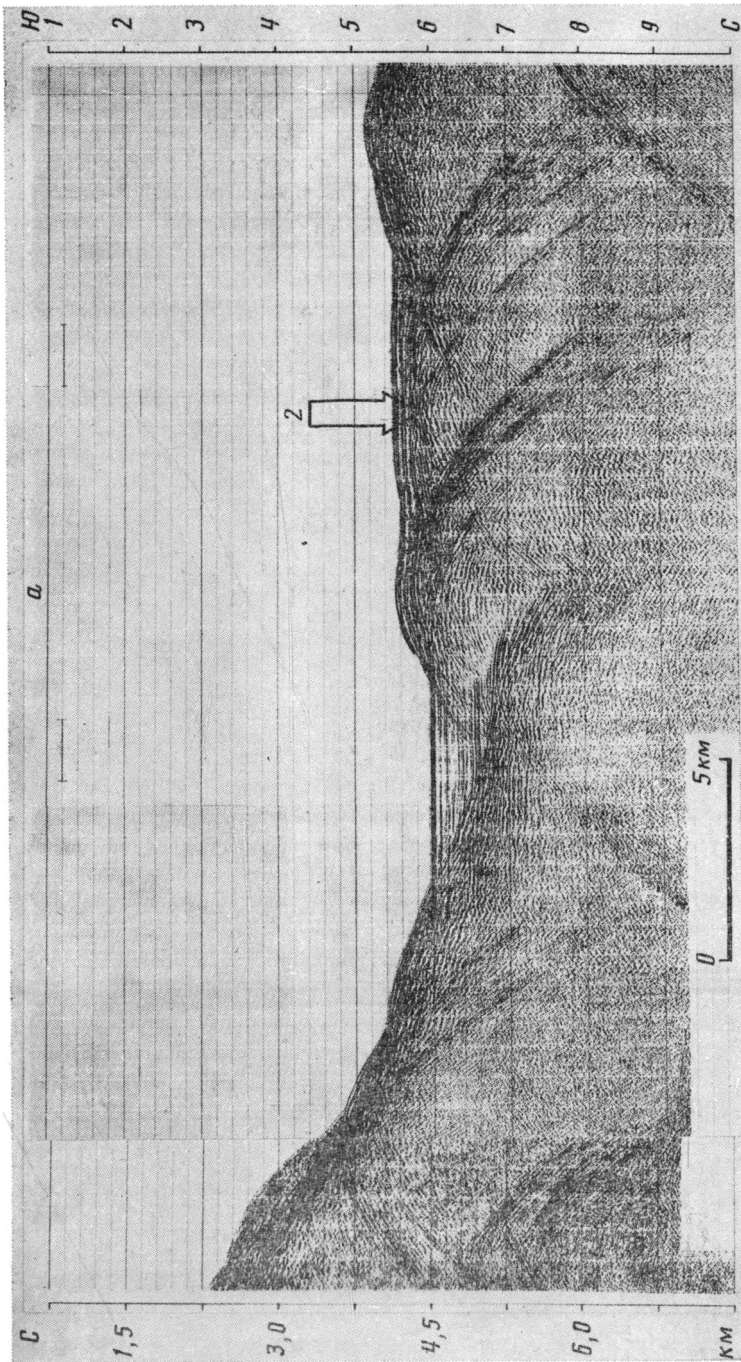
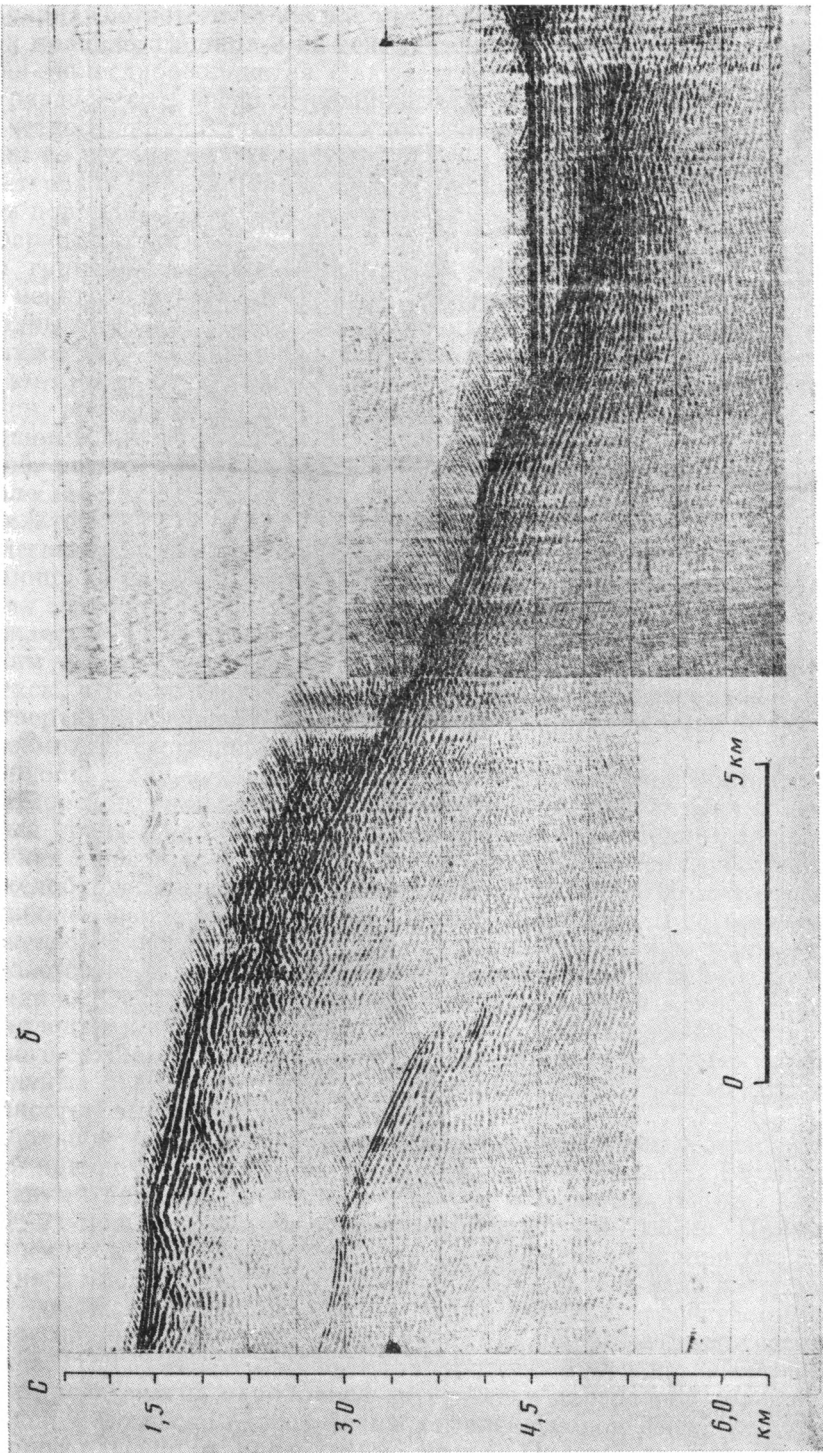


Рис. 3



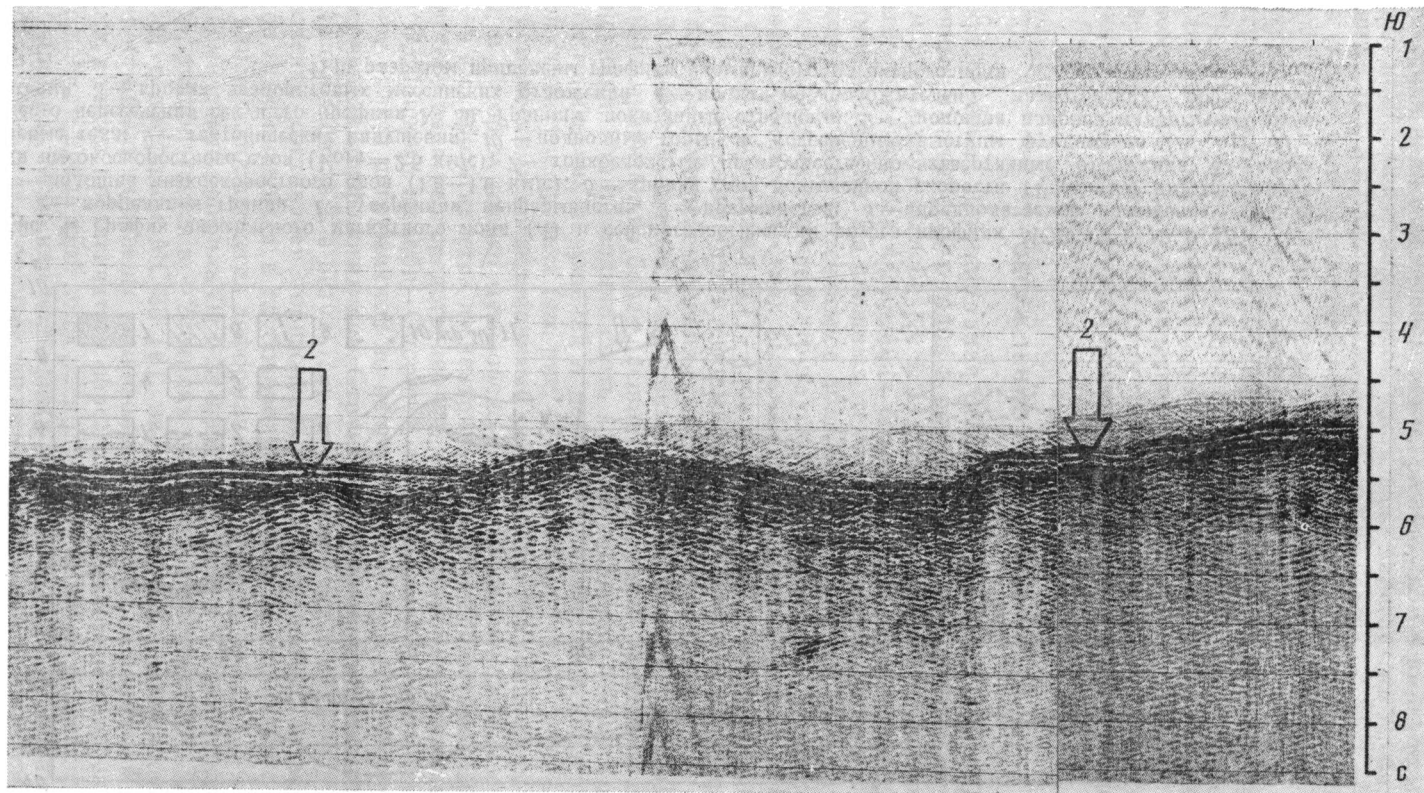


Рис. 3. Фрагмент профиля МОВ ОГТ № 0, пересекающий Эллинский желоб  
*a* — временный сейсмический разрез, полученный по стандартному графу обработки; *б* — то же, после выполнения процедуры миграции. Стрелкой показана опорная сейсмическая граница 2 — подошва плиоцен-четвертичных отложений (либо кровля мессинских эвапоритов)

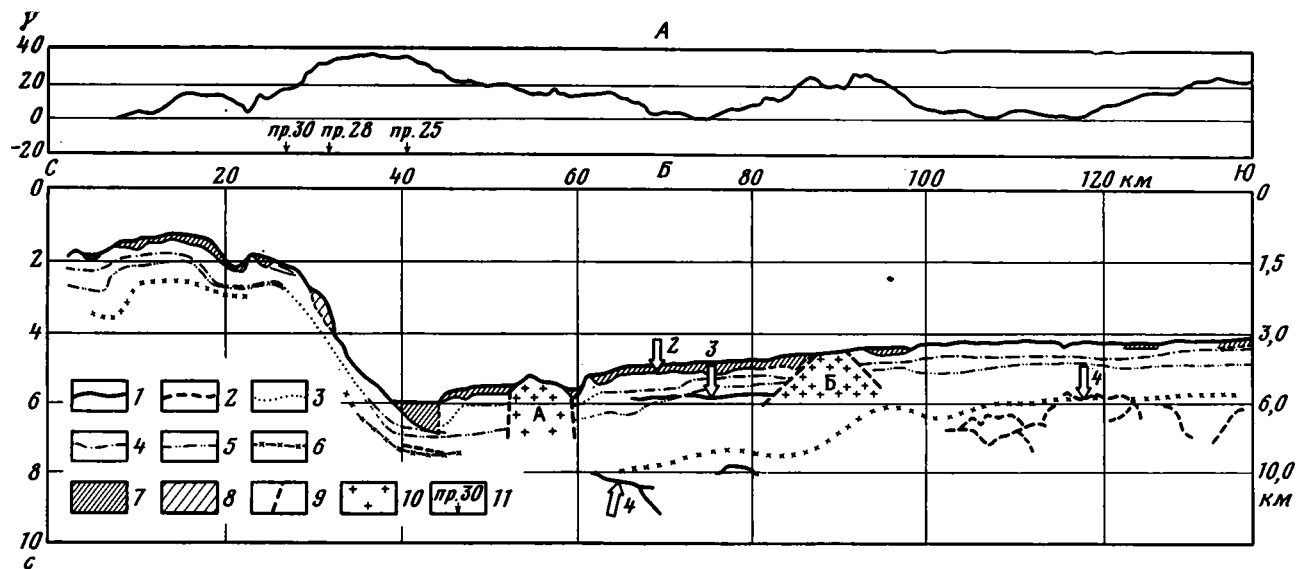


Рис. 4. График аномального магнитного поля (А) и сейсмогеологический разрез профиля МОВ ОГТ № 0 (Б)  
 1, 2 — корреляция границ: 1 — уверенная, непрерывная, 2 — прерывистая; 3 — предполагаемое положение границ;  
 4 — подошва низкоскоростного слоя ( $V_{огт}=1,5-1,6$  км/с); 5 — кровля слоя повышенной скорости ( $V_{огт}=2,0$  км/с); 6 — кровля высокоскоростного слоя ( $V_{огт}=2,5$  км/с); 7 — тонкослонистые, преимущественно четвертичные отложения; 8 — оползневые тела; 9 — тектонические нарушения; 10 — подводные горы и погребенные выступы фундамента (А, Б); 11 — место пересечения секущего профиля № 30. Границы, показанные стрелками: 2 — подошва плиоцен-четвертичных отложений, 3 — кровля эвапоритовых мессинских отложений, 4 — кровля предположительно палеозойских образований.  
 Над разрезом приведены графики аномального магнитного поля

толщи (граница 4) погружается по направлению к желобу с отметок 6—7 с (на временных разрезах) до 8—9 с. Если принять среднюю скорость сейсмических волн в осадочном чехле равной 3,5—4 км/с, то подошва нижнего комплекса в вершинной части вала залегает на глубине ~4—5 км ниже дна, а в районах желоба — 5—6 км.

На склоне вала установлены две крупные антиклинальные погребенные структуры размером в поперечнике ~10—15 км (см. рис. 4). Обе структуры проявляются в аномальном магнитном поле. Над сводом структуры *Б* магнитная аномалия составляет 20—25 гамм (см. рис. 4), над структурой *А* величина магнитной аномалии примерно та же, но она завуалирована более мощной аномалией, приуроченной к крутому материковому склону. На сейсмических разрезах отчетливо видно, как все выделенные комплексы осадочного чехла прислоняются к склонам погребенных структур, которые, возможно, являются выступами, приподнятыми блоками фундамента.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геологическая интерпретация сейсмических данных МОВ ОГТ, выполненных в начале 70-х годов в районе Восточно-Средиземноморского вала и Эллинского желоба [3, 4, 14], проводилась по стандартным временным разрезам без проведения более сложных процедур обработки, например миграции. На сложных, тектонически дислоцированных участках желоба и вала интенсивное поле дифрагированных волн затушевывало изображение реальной структуры осадочной толщи. И. Финетти [8] на таких сложных участках выделил складчато-надвиговые структуры, а Дж. Санчо с коллегами [17] — зоны дробления с преобладанием структур типа горстов и грабенов, сформированных сбросами с субвертикальными плоскостями перемещения.

Сейсмические данные, полученные на НИС «Рифт» [3], были обработаны по значительно более расширенному графу, включая и процедуры миграции. Это позволило снять элементы неопределенности в характере тектонических нарушений и дало более ясное представление о реальной структуре разреза (см. рис. 4).

Сейсмическими исследованиями установлено, что мощный осадочный чехол, в котором только мезозойско-кайнозойские отложения составляют 4—6 км, протягивается из центральных районов Восточно-Средиземноморского вала непосредственно до осевой, наиболее глубоководной части Эллинского желоба. Опорные границы раздела поднимаются к вершине вала и погружаются по направлению к желобу, повторяя в основных чертах морфологию дна. Структура Восточно-Средиземноморского вала образовалась в результате деформации всего осадочного чехла. Исключение составляет горизонтально-слоистая толща четвертичных осадков, накопившихся в глубоководных впадинах Эллинского желоба после завершения процесса деформации осадочного чехла.

Сейсмический профиль ОГТ № 0, выполненный в 4-й экспедиции НИС «Рифт», располагается в ~20 милях к западу от профиля МС-70 и пересекается с профилем МС-33 [8], на которых, как указывалось выше, И. Финетти были выделены узкие зоны складчатых деформаций, одна из которых должна протягиваться через рассматриваемый полигон. В действительности вдоль этой зоны располагается цепочка погребенных массивов (профиль № 0) или подводных гор (профиль № 22, гора 1975 м). Погребенный массив хорошо виден на мигрированном разрезе (см. рис. 3). Геологическая интерпретация Дж. Санчо и его соавторов сейсмического разреза «Катя» [17] была правильной: осадочный чехол разбит многочисленными субвертикальными нарушениями типа сбросов-взбросов с образованием горстово-грабеновых структур.

Обращает на себя внимание структурное взаимоотношение северного и южного склонов Эллинского желоба (см. рис. 3, 4). При поддвиге Африканской плиты под Европейскую асимметрия желоба должна быть обратной. Если убрать горизонтально-слоистые четвертичные отложения,

выполняющие глубоководные впадины Эллинского желоба, то будет отчетливо видно, что северный край Африканской плиты на профиле № 0, погружающийся в желоб, является обрывистым и крутым, а приостров-ной материковый склон, относящийся к южному краю Европейской плиты, в пределах которого должна формироваться аккреционная призма гораздо более сложного строения, напротив, характеризуется более пологим склоном, нижняя часть которого погребена под четвертичными осадками. Аналогичное строение наблюдается и на профиле МС-70. На других профилях, пересекающих Эллинский желоб [8, 12, 17], инверсионной асимметрии не обнаружено, но не обнаружена и классическая асимметрия желоба, которая типична для океанских желобов. Нижняя часть склона Восточно-Средиземноморского вала раздроблена и нависает над глубоководными впадинами Эллинского желоба. Ни на одном из сейсмических разрезов пока не прослежены опорные поверхности раздела мезозойско-кайнозойского осадочного чехла под северным склоном Эллинского желоба. Они погружаются по направлению к осевой области Эллинского желоба, их морфология становится более сложной, интенсивность отраженных волн резко падает, и их изображение на сейсмических разрезах пропадает.

Наличие горизонтально-слоистых тектонически недислоцированных четвертичных отложений в Эллинском желобе, а также характер строения северного склона Восточно-Средиземноморского вала, нижняя часть которого в виде крупных блоков нависает над желобом, создают впечатление, что примерно в конце плиоцена — начале четвертичного периода процесс поддвига осадочного чехла прекратился. Возникшую геологическую ситуацию можно объяснить следующим образом.

Процесс поддвига северной окраины Африканской плиты с поглощением осадочного чехла продолжался до начала плиоцена. В плиоцене верхняя часть осадочного чехла, включающая мезозойско-кайнозойскую часть разреза, начала сдвигаться и сгущаться в пределах островной Крито-Родосской дуги. На островах и северных склонах Эллинского желоба выявлены многоярусные надвиговые и шарьяжные структуры мезозойско-кайнозойских отложений. На разных глубинах северного склона Эллинского желоба повторно обнажаются соленосные толщи мессинского яруса. В конце плиоцена — начале четвертичного периода сгущивание верхней части осадочного чехла прекратилось и в спокойной тектонической обстановке начали накапливаться горизонтально-слоистые толщи в глубоководных впадинах Эллинского желоба. Однако зона субдукции продолжала существовать, процесс поддвига переместился на глубину, по всей видимости, до поверхности Мохоровичича, к которой приурочена зона пониженной вязкости. По данным сейсмологических исследований Б. Папазахоса [14], под Восточно-Средиземноморским валом регистрируются мелкофокусные землетрясения, фокальная плоскость которых погружается в южном направлении до глубины 40—50 км. При такой модели поддвига в области Восточно-Средиземноморского вала должны развиваться силы сжатия, которые, очевидно, и вызвали деформацию осадочного чехла и в результате которых образовался сам Восточно-Средиземноморский вал. Эта модель хорошо объясняет и возможность накопления горизонтально-слоистых толщ в Эллинском желобе, и вздыбленный характер нижней части склона вала над желобом. Если процесс миграции зоны поддвига на глубину произошел в четвертичный период, например 1,5—2 млн. лет назад, то за это время Африканская плита при скорости движения 1—2 см/год должна была продвинуться на север на расстояние всего 20—40 км. Сжатия земной коры на такую величину достаточно для образования гигантской структуры Восточно-Средиземноморского вала. Изменение режима поддвига могло произойти в связи с тем, что к зоне субдукции приблизилась более жесткая и прочная земная кора. Выше указывалось, что в нижней части склона вала вдоль Эллинского желоба протягивается узкая зона погребенных массивов и подводных гор. Наиболее вероятно, что эти массивы являются выступами кристаллического фундамента, которые значительно увеличивают



прочность коры в целом и, возможно, послужили упором и приостановили процесс скупивания осадочного чехла.

Миграция зоны поддвига на глубину под Восточно-Средиземноморский вал могла привести к образованию впадин вдоль его южной границы. Движение Африканской плиты перед валом создает усилия, которые, с одной стороны, продолжают деформировать вал, с другой — в полосе обрамляющих его с юга глубоководных впадин начинают затягивать верхнюю часть коры под вал. Все обрамляющие котловины имеют асимметричный профиль дна, наибольшие глубины моря и наибольшие мощности четвертичных осадков располагаются вдоль подножия вала. В этом районе Средиземного моря современная геодинамическая обстановка характеризуется предколлизией ситуацией. Можно ожидать в недалекой геологической перспективе появления молодой зоны субдукции вдоль южного подножия Восточно-Средиземноморского вала.

#### Список литературы

1. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
2. Москаленко В. Н. Строение земной коры Средиземного моря по сейсмическим данным. М.: Наука, 1981. 110 с.
3. Москаленко В. Н. Строение верхней части земной коры Эллинского желоба по данным комплексных геофизических исследований. М., 1989. 17 с.—Деп. в ВИНТИ 26.12.88. № 8967-В88.
4. Прозоров Ю. И., Шеменда А. И. Геодинамика Эгейского региона//Геотектоника. 1987. № 6. С. 109—118.
5. Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Литосфера Земли (по геофизическим данным). Ч. 3. Геофизический анализ палеотектоники литосферы Земли//Физика Земли. Т. 7. Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ, 1982. 228 с.
6. Bartolini C., Malesani P. G., Manetti P., Wezel F. C. Sedimentology and petrology of Quaternary sediment from the Hellenic Trench Mediterranean Ridge and the Nile Cone from DSDP, Leg 13, cores//Sedimentology. (Wash.). 1975. V. 22. P. 205—236.
7. Biju-Duval B. Carte Géologique et structurale des Bassins Tertiaires du Domaine Méditerranéen; Commentaires//Rev. Inst. Er. Petrole. 1974. V. XXIX. N 5. P. 607—639.
8. Finetti I. Mediterranean Ridge: a young submerged chain associated with and Hellenic Arc//Boll. Geofis. Teor. Appl. 1976. V. XIX. N 69. P. 31—67.
9. Harrison J. C. An Interpretation of Gravity Anomalies in the Eastern Mediterranean//Philos. Trans. Roy. Soc. London. 1955. A 248. P. 283—325.
10. Lort J. M. Summary of seismic studies in the Eastern Mediterranean//Bull. Geol. Soc. Greece. 1973. V. X. N 1. P. 99—108.
11. Makris J. Some geophysical aspects on the evolution of Hellenides//Bull. Geol. Soc. Greece. 1973. V. X. N 4. P. 206—213.
12. Morelli C., Pisani M., Ganter C. Geophysical studies in the Aegean Sea and in the Eastern Mediterranean//Boll. geofis. teor. Appl. 1975. V. 18. N 66. P. 127—167.
13. Mulder C. J. Tectonic Framework and Distribution of Miocene Evaporites in the Mediterranean//Messinian Events in the Mediterranean. Amsterdam: Kon. Akad. Wet., 1973.
14. Papazachos B. C. Distribution of seismic foci in the Mediterranean and surrounding area and its tectonic implication//Geophys. J. R. A. S. 1973. V. 33. N 4. P. 421—430.
15. Papazachos B. C., Comninakis P. E. Modes of lithospheric interaction in the Aegean area//Sympos. Inter.: Struct. Hist. Mediterr. Basins. Split, 1976. Paris, 1977. P. 319—331.
16. Ryan W. B. F., Stanley D. J., Hersey J. B. et al. The tectonics and geology of the Mediterranean Sea//The Sea/Ed. Maxwell A. E., New York: Wiley Interscience, 1970. P. 387—492.
17. Sancho J., Letouzey J., Biju-Duval B. et al. New Data on the structure of the Eastern Mediterranean basin from Seismic Reflection//Earth Planet. Sci. Lett. 1973. V. 18. P. 189—204.
18. Stanley D. J., Wezel F. C. Geological Evolution of the Mediterranean Basin. New York; Berlin; Heidelberg; Tokyo: Springer-Verlag, 1985. 523 p.
19. Woodside J., Bowin C. Gravity anomalies and inferred crustal structure in the Eastern Mediterranean Sea//Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. V. 81. P. 1107—1122.

Южное отделение  
Института океанологии АН СССР,  
Геленджик, 353470

Поступила в редакцию  
31.III.1989

УДК 551.24.03 : 551.76 (519+520)

© 1990 г.

ФИЛАТОВА Н. И.

**МЕЗОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ  
КОРЕЙСКО-ЯПОНСКОГО РЕГИОНА**

Несмотря на территориальную разобщенность Кореи и Японии, синтез геологической информации выявил единые для Корейско-Японского региона латеральные ряды палеозойских и мезозойских структур, в которых реконструируются континентальные плиты и микроплиты с окраинно-континентальными вулканическими поясами, а также плиты океанические с развивавшимися в их пределах островодужными вулканическими поясами. Установление тектонических сутур — следов закрытия разновозрастных океанических бассейнов, сопровождающихся оформлением складчато-покровных дислокаций, накоплением олистостромово-молласовых отложений, возникновением зон высокобарического метаморфизма с выплавкой анатектических гранитоидов, выявило значительную роль коллизионных процессов в формировании в мезозое западного обрамления Тихого океана.

Реконструкция мезозойской истории развития окраины юго-восточной Азии сталкивается с большими трудностями, обусловленными значительной тектонической переработкой мезозойских структур в течение кайнозоя. Как известно, возникшая в раннем кайнозое система островных дуг юго-западной Японии вызвала тыловодужный спрединг и раскрытие Японского моря, в ходе которого мезозойские тектонические элементы были не только существенно нарушены, но и разобщены на значительные расстояния. В силу этого для реконструкции мезозойского этапа развития западного обрамления Тихого океана необходим синтез геологической информации по Корейскому полуострову и Японским островам.

**ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР  
КОРЕЙСКО-ЯПОНСКОГО РЕГИОНА**

Описание структур Корейско-Японского региона проводится по сечению, направленному от Японских островов к Корейскому полуострову (рис. 1), причем в настоящей статье рассматривается только западная часть Японии. Кайнозойские образования региона, описанные во многих работах [1, 5, 6, 21 и др.], здесь не рассматриваются, поскольку кайнозойский этап развития заслуживает специального анализа. Нижеследующая характеристика структур основана на литературных данных (преимущественно новейших), а также на собственных наблюдениях автора в пределах северной части п-ова Кореи в течение полевых сезонов 1986—1988 гг.

Японские острова. Важную информацию для расшифровки позднепалеозойского и мезозойского этапов развития западной периферии Тихого океана дает рассмотрение Внутренней и Внешней зон юго-западной Японии (рис. 2), разделенных Срединной тектонической линией.

Во Внутренней зоне располагается фрагмент докембрийского континента — блок Хида, который обычно расценивается как отторженец палеозойского Сино-Корейского континента [13, 20]. В пределах этого блока выделяются гнейсы Хида и сланцы Унасуки [18]. Гнейсы Хида — полиметаморфические породы докембрия, ранее служившие фундаментом для сланцев Унасуки, а ныне надвинутые на них. В подзоне Хида преобладают кварцито-фельдшпатоидные гнейсы и мраморы с подчиненными амфиболитами. Наиболее древние из имеющихся датировок (Rb—Sr-метод по циркону) — 1600—1500 млн. лет. Полагают [18], что в докембрии

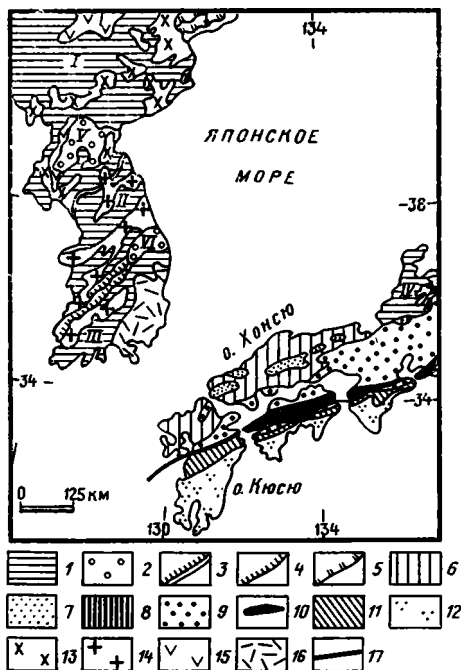


Рис. 4. Схема основных структур Корейско-Японского региона (по [1, 10, 13, 18—20] с использованием данных автора)

1 — плиты и микроплиты досинийской континентальной коры (I — Нанним, II — Кёнги, III — Сабэксан, IV — Хида); 2 — синийско-палеозойский чехол терригенных и карбонатных пород древних континентальных плит (синформы: V — Пхеннам, VI — Табэксан); 3—5 — мезозойские складчато-покровные зоны Кореи: 3 — индосинийская зона Имджиган, сложенная палеозойскими островодужными вулканическими и окраинно-морскими флишоидными комплексами, 4 — Окчхонская раннеяньшаньская, сложенная позднепалеозойскими — раннемезозойскими островодужными вулканическими и окраинно-морскими флишоидными комплексами, 5 — Туманганская, состоящая из индосинийских и раннеяньшаньских нерасчлененных структур, сложенных базит-гипербазитовыми и яшмо-базальтовыми океаническими, туфогенно-терригенными и вулканическими островодужными, а также флишевыми окраинно-морскими палеозойско-раннемезозойскими комплексами; 6—12 — палеозойско-мезозойские складчато-покровные структуры Японии: 6—8 — возникшие в поздневарисцийско-индосинийскую орогению (6 — покровы метаморфических сланцев Сангун по палеозойским океаническим осадкам и офиолитам и пермской олистостромы Майзуру, нерасчлененные, 7 — покровы пермских офиолитов Якуно и щелочных базальтов океанических островов Ога, нерасчлененные, 8 — зона Циркумхида, меланж из глыб палеозойских офиолитов, местами превращенных в глаукофановые сланцы); 9—12 — возникшие в яньшаньскую орогению (9 — покров юрской олистостромы Танба, 10 — покров зеленых сланцев по океаническим офиолитам, 11 — покровы Куросегава — Санбонсан, допалеозойский микроконтинент с чехлом терригенных палеозойских и флишоидных верхнеюрских отложений, 12 — складчато-надвиговые структуры Схиманто во флишоидно-олистостромовых образованиях верхнего мела — нижнего палеогена); 13—14 — гранитоиды анатектические, сопровождающиеся зонами зеленосланцевого и амфиболитового метаморфизма: 13 — триас-раннеюрские, 14 — юрские; 15—16 — окраинно-континентальные вулканические пояса; 15 — верхнеюрско-неокомский Северокорейский, 16 — верхнемеловой — раннепалеогеновый Южнокорейско-Японский (ареалы этого пояса в Японии не показаны); 17 — срединная тектоническая линия, разделяющая структуры Внешней и Внутренней зон Японии

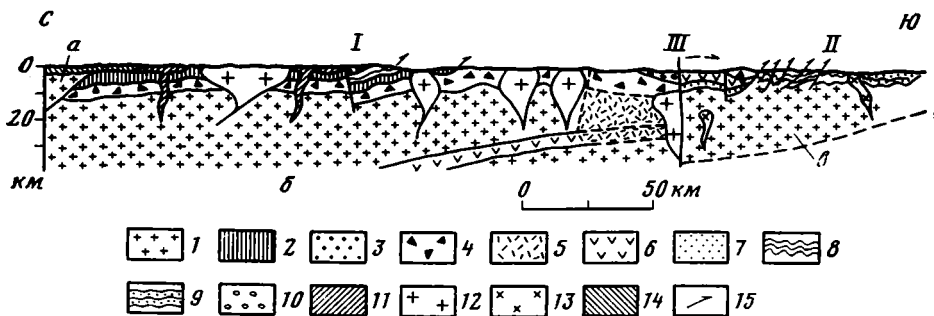


Рис. 2. Меридиональный обобщенный профиль через Внутреннюю (I) и Внешнюю (II) тектонические зоны Японии, разделенные Срединной тектонической линией (III) (по [12] с изменениями)

1 — докембрийские полиметаморфические образования (блоки: а — Хида, б — Хонсю, в — Южнояпонский); 2 — покровы палеозойских высокобарических сланцев Сангун и пермской олистостромы (группа Майзуру); 3 — неметаморфизованные пермско-каменноугольные породы покрова Ога; 4 — юрская олистострома зоны Танба; 5 — меловые высокотемпературные метаморфиты по породам зоны Танба (зона Риоке); 6 — покров высокобарических зеленых сланцев; 7 — граувакки подразделения Обоке; 8 — верхнеюрско-раннемеловой флиш Санбонсан; 9 — мел-палеогеновые турбидиты и листостромы Схиманто; 10 — маастрихтские турбидиты; 11 — позднемеловые — раннекайнозойские кислые вулканы; 12—13 — интрузии гранитоидов: 12 — меловые, 13 — миоценовые; 14 — неогеновые вулканы; 15 — подошвы шарьяжей

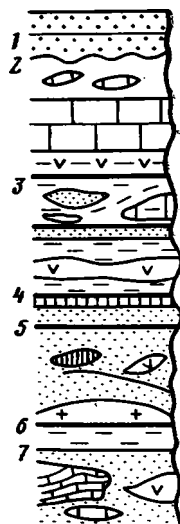
породы гнейсов Хида испытали метаморфизм амфиболитовой до гранулитовой фации, а затем на рубежах 240 и 180 млн. лет претерпели метаморфизм амфиболитовой фации. Сланцы Унасуки обычно рассматриваются как шельфовый чехол континентального блока Хида [13, 20], однако их полифациальность свидетельствует о более сложных условиях накопления. Сланцы Унасуки — это метаморфиты кианит-силлиманитового типа. Нижнюю их часть слагают известняки, выше располагаются богатые железом и глиноземом пелитовые породы, а также кислые вулканы, превратившиеся в кварцито-фельдшпатоидные разности; кроме того, здесь присутствуют чередующиеся пелито-псаммитовые породы, а также переслаивающиеся базиты и известняки нижнего карбона. Таким образом, кроме комплекса шельфового чехла докембрийского фундамента Хида, среди сланцев Унасуки диагностируется вулканический комплекс, принадлежавший, вероятно, окраинно-континентальному поясу, и турбидиты примыкавшего к континенту окраинно-морского бассейна. При определении возраста метаморфизма сланцев Унасуки были получены два рубежа: 250—210 и 175 млн. лет [18]. Гнейсы Хида и сланцы Унасуки прорваны гранитами Фунатсу, которые, судя по определениям абсолютного возраста (240 и 180 млн. лет), включают разновозрастные образования.

С юго-востока сланцы Унасуки обрамляются узкой подзоной Циркумхида. Это подзона меланжа [18], включающего блоки глаукофановых сланцев, гранатовых амфиболитов, метагаббро, терригенные средне- и верхнепалеозойские отложения и серпентиниты. Ассоциирующие с метагаббро горнблендиты имеют возраст 400 млн. лет, а слюдяные породы среди глаукофановых сланцев — 360—310 млн. лет. Таким образом, подзона Циркумхида — это сутура, след от закрывшегося палеозойского окраинно-морского бассейна, в единый латеральный ряд с которым вошли, по-видимому, и островные дуги.

Юго-западным продолжением подзоны Циркумхида во Внутренней зоне Японии является подзона Чугоку, где в последние годы [13] был выделен вергентный на юго-восток, в сторону океана, пакет тектонических покровов палеозойских образований (рис. 3), описанный сверху вниз. Покров Ога, сложенный ниже- и верхнепермскими терригенными породами, известняками, глинистыми сланцами и каменноугольными щелочными базальтоидами, рассматривается как образование океанической плиты, включая и океанические острова. Покров метаморфитов

Рис. 3. Строение покровов Внутренней тектонической зоны Японии (по [13])

1 — раннемезозойская моласса; 2 — покров Ога, состоящий из позднекаменноугольных — раннепермских пород (снизу вверх: щелочные базальты, известняки, обломочные породы и олистостромы); 3 — покров высокобарических сланцев Сангун: буднированные апобазальтовые сланцы, а также будины глинистых сланцев и мраморов в серпентинитовом матриксе; 4 — покров Якуно: пермские офиолиты, перекрытые радиоларитами и кремнистыми сланцами; 5 — покров группы Майзуру: пермские терригенные породы; 6 — «древний гранит» (предпермские гранодиориты); 7 — зона Танба: юрская олистострома с олистолитами сланцев, известняков и базальтов, верхняя часть интенсивно рассланцована. Жирные линии — границы тектонических покровов



Сангун также считается принадлежностью океанической плиты. Это пелитовые сланцы, кварциты, песчаники, известняки, радиолариты, а также диабазы, базальты, вулканокластиты, габбро и ультрабазиты. В известняках и черных сланцах обнаружена фауна карбона — ранней перми, что позволяет говорить о приблизительной одновозрастности образований покровов Ога и Сангун. Значения абсолютного возраста сланцев Сангун — 260 и 170 млн. лет — тракуются как реперы двух главных коллизий: позднепалеозойско-раннетриасовой и юрской [13]. Метаморфизм сланцев Сангун относится к средневысокобарическому типу, вплоть до образования гранат-мусковит-альбитовых сланцев. Офиолитовый покров Якуно сложен ультрабазитами, серпентинитами, пироксенитами, габбро, амфиболитами, базальтами, гранитами. Абсолютный возраст для ряда этих образований — 275—228 млн. лет. Возраст офиолитов Якуно определяется по их перекрытию ниже- и верхнепермскими радиоларитами, кремнистыми сланцами и туфами, известными как формация Шимоитани. Хотя офиолиты Якуно, в отличие от сланцев Сангун, не подверглись метаморфизму, однако полагают, что они могли принадлежать единому океаническому бассейну, попав затем при коллизии в различные геодинамические условия. Согласно геохимическим данным [16], основные породы покровов Ога и Сангун принадлежат щелочной серии, а покрова Якуно — толентовой.

Наиболее нижний пакет палеозойских образований, известный как группа Майзуру, включает снизу вверх черные силициты с редкими прослоями туфов и пермскими радиолариями, а также олистострому с глыбами пермских известняков, метаморфических пород, базитов и ультрабазитов из покровов Ога, Сангун и Якуно; эта хаотически построенная формация перекрыта верхнепермскими кремнистыми сланцами и песчаниками. Ниже покрова Майзуру залегают допермские граниты, вскрывающиеся в ядрах антиформ площади Чугоку. Неоавтохтоном (относительным) для пакета покровов палеозойских отложений служит среднеюрская олистострома. Пакет этих покровов во Внутренней зоне юго-западной Японии перекрывает покров Танба, сложенный юрской олистостромой и вскрывающийся в одноименной подзоне, расположенной вблизи Средней тектонической линии (см. рис. 2). В непосредственной близости от этой линии размещается подзона Риоке, в которой вскрываются те же олистостромовые образования Танба, но претерпевшие в позднем мелу в связи с развитием окраинно-континентального вулканического пояса интенсивный высокотемпературный метаморфизм. Юрская олистострома Танба расчленена на несколько пластин, и одна из них составляет верхний, так называемый поверхностный покров [11, 12] к юго-восто-

ку от Срединной тектонической линии, во Внешней зоне юго-западной Японии (см. рис. 2).

Вдоль указанной тектонической линии во Внешней зоне Японии протягивается подзона покрова высокобарических зеленых сланцев, вскрывающегося здесь из-под поверхностного олистостромового покрова. Покров зеленых сланцев, включающий переработанные обломки офиолитов и радиоляритов [12], обычно считался юрским. Однако появились данные [20] о находках позднеюрских—раннемеловых радиолярий как в этом покрове, так и в матриксе олистостромы Танба. Таким образом, покров зеленых сланцев Внешней зоны Японии — это фрагменты образований океанического бассейна юрского — раннемелового возраста. Покров зеленых сланцев шарьирован на восток, на палеозойско-мезозойский осадочный чехол подзоны Куросегава, являющейся континентальным блоком (иногда его именуют Южнояпонским [11, 12]). В подзоне Куросегава известны досилурийские гранитоиды, силурийско-девонские известняки и вулканокластиты, гранулиты, пироксениты и амфиболиты возрастом 400 млн. лет, высокобарические сланцы и серпентиниты возрастом 200 млн. лет. Частично эти породы переработаны в пермскую олистострому. К югу от подзоны Куросегава находится подзона Санбосан, сложенная дислоцированными верхнеюрско-нижнемеловыми турбидитами, областью размыва для которых послужил палеозойско-триасовый чехол Южнояпонского континента. Считается, что эти турбидиты формировались в морском бассейне, с юга примыкавшем к указанному континенту. Наиболее внешнюю часть Внешней зоны юго-западной Японии слагают мел-палеогеновые олистострома и флиш подзоны Схиманто (см. рис. 2). Покровы Внутренней зоны Японии перекрыты мел-палеогеновыми вулканическими образованиями, ассоциирующими с гранитоидами, которые в совокупности являются фрагментом Южнокорейско-Японского окраинно-континентального пояса, нарушенного в кайнозое. И во Внутренней, и во Внешней зонах развиты вулканиты и интрузии неогенового островодужного пояса.

Таким образом, во Внутренней зоне Японии имеется сутура — след закрытия палеозойского окраинно-морского бассейна, протягивающаяся от площади Чугоку в подзону Циркумхида. Во Внешней зоне аналогичная сутура фиксирует юрско-раннемеловой океанический бассейн. Предполагается [10—13], что сформировавшиеся в конце палеозоя — раннем триасе при континентальной коллизии покровы палеозойских образований в позднеюрско-раннемеловое время были надвинуты на юрскую олистострому Танба, а последняя позднее была шарьирована на юг, перекрыв оформившийся к этому времени офиолитовый покров зеленых сланцев. Закрытие палеозойского морского бассейна при этом связывается со столкновением континентальных блоков Хида и Хонсю в позднем палеозое — ранней перми, а юрско-раннемелового бассейна — с коллизией сформировавшейся к этому времени континентальной окраины Китая с Южнояпонским блоком. Срединной тектонической линии отводится роль сдвига. Однако японские геологи (например, [20]), предложив иные модели палеорекострукции, обратили внимание на многовариантность решения этой проблемы. Как будет показано в заключительном разделе, данные по коллизионным сутурам Кореи и анализ размещения мезозойских окраинно-континентальных поясов позволили значительно уточнить палеотектонические реконструкции мезозойского этапа развития Корейско-Японского региона.

Полуостров Корея. Юго-восточная часть Азиатского континента в пределах п-ова Корея представлена тремя блоками досинийской континентальной коры с чехлом синийско-палеозойских отложений — Нанним, Кёнги, Сабэксан [1] (см. рис. 1). Эти блоки разделены двумя узкими зонами складчато-покровных структур — Имджиган и Окчхон [14]; с северо-востока к блоку Нанним примыкает чрезвычайно сложно построенная складчато-покровная зона Туманган. Блок Нанним является продолжением Сино-Корейской плиты [2, 22]. Сабэксан (вместе с блоком Хида), вероятно, входил в состав кратона Янцзы, а блок Кёнги

занимал изолированное положение. Фундамент этих блоков имеет двучленное строение [2, 19, 21]. Нижняя часть разреза образована преимущественно гнейсами (возраст 2765—2640 млн. лет), прорванными гранитами с возрастом 2240 млн. лет [21]. Перекрывающие разнообразные кристаллические сланцы имеют возраст 2010—1700 млн. лет, а прорывающие их граниты — 1714 млн. лет [21]. Синийско-палеозойский чехол рассматриваемых микроконтинентов в обобщенном виде имеет трехчленное строение, распадаясь на синийскую, кембрийско-ордовикскую и каменноугольно-нижнетриасовую части. Сложен этот чехол типичными шельфовыми терригенными и карбонатными отложениями, которые в верхней части становятся угленосными. В чехле отмечен неравномерно проявленный по площади метаморфизм зеленосланцевой и амфиболитовой фации, который, как оказалось, приурочен к зонам надвигов и шарьяжей.

Микроконтиненты нарушены складчато-покровными и чешуйчато-надвиговыми дислокациями мезозойского возраста. Чехол в их пределах обычно сорван с фундамента и интенсивно дислоцирован. Так, в южной части блока Нанним синийско-палеозойские отложения образуют Пхеннамскую синформу, строение которой, судя по данным Т. Кобаяси [10] и нашим наблюдениям, резко усложняется в юго-восточной ее части, вблизи сутуры Имджиган. Здесь развита серия наклоненных на северо-запад тектонических чешуй, в которых чередуются породы фундамента и чехла, претерпевшие в триасе интенсивный метаморфизм и мигматизацию. Столь же интенсивно нарушены палеозойские отложения блока Сабэксан вблизи сутуры Окчхон (см. рис. 1), где они слагают серию опрокинутых на юго-восток складчато-надвиговых структур.

Для реконструкции мезозойской истории западного обрамления Тихого океана чрезвычайно важным оказалось выделение разграничивающих указанные выше микроконтиненты мезозойских коллизионных сутур [14], образованных сложными складчато-покровными зонами — Имджиган, Окчхон и Туманган (см. рис. 1). Две последние ранее выделялись в качестве палеозойских геосинклиналей, а первая обычно признавалась аналогом Пхеннамского платформенного бассейна [1, 3] и лишь недавно выделена как палеозойская сутура Шугарёнг [15] или как палеозойский складчатый пояс Имджиган [19]. Однако последние геологические данные показывают, что все три коллизионные сутуры возникли в мезозое, в индосинийскую и раннеяньшаньскую орогении. Разграничивающая блоки Нанним и Кёнги индосинийская сутура Имджиган образована складчато-надвиговыми структурами, вергентными в сторону океана. В этой зоне широко развиты типичные для окраинных бассейнов песчано-сланцевые флишоидные отложения, в большинстве своем палеонтологически не охарактеризованные. Лишь в единичных, ограниченных разломами линзах терригенных и карбонатных пород обнаружена девонская фауна. Характерной чертой является присутствие здесь тектонических линз метадиабазов и метабазальтов, превращенных в хлоритовые и амфиболовые сланцы, которые протягиваются как по северо-западной периферии зоны Имджиган, так и в центральной ее части, среди флиша. Не исключено, что они являются фрагментами палеозойских островных дуг, развивавшихся в бассейне Имджиган. Образование зоны Имджиган шарьированы на континентальный блок Кёнги, а с северо-запада на них надвинуты породы фундамента блока Нанним и тектонические чешуи южной части синформы Пхеннам. Последние в висячем крыле сутуры Имджиган содержат полосу метасоматически измененных пород, включающих гранитоиды и сиениты триаса и являющихся возрастным репером формирования рассматриваемой сутуры. Однако ее образования несут следы и более позднего — юрского метаморфизма, связанного с раннеяньшаньской орогенией.

Южнее расположенная раннеяньшаньская сутура Окчхон разделяет блоки Кёнги и Сабэксан. Слагающая эту сутуру серия Окчхон интенсивно метаморфизована в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях и сложена известняками, терригенными породами, тиллитами, мощным фли-

шем, а также лавами и туфами [3, 21], возраст которых весьма проблематичен. Однако в северо-восточной части зоны Окчхон, где развиты чередующиеся известняки, кварциты, черные глинистые сланцы, зеленые и красные кремнистые сланцы и яшмоиды общей мощностью не менее 2000 м [21], сделаны единичные находки ордовикских трилобитов, типичных для Китайско-Киргизско-Памирского региона, тогда как, например, одновозрастная фауна отложений Пхеннамской синформы относится, по Т. Кобаяси [3], к Северо-Американской провинции. Таким образом, серия Окчхон является сложным, полифациальным образованием, сформировавшимся в палеозое (а может быть, и до начала мезозоя) в окраинно-морском бассейне, где шло развитие и островных дуг, ныне представленных пластинами вулканитов. Образования Окчхонской зоны слагают узкую, чешуйчатого строения синформу, шарьированную на блок Сабэксан, тогда как с севера на нее надвинут блок Кёнги. Возраст этих дислокаций раннеяньшаньский [21], что определяется широким развитием в пределах самой сутуры и ограничивающих ее блоков метаморфических пород амфиболитовой и зеленосланцевой фаций с возрастом метаморфизма 180—150 млн. лет [8, 21]. Такой же возраст имеют генетически ассоциирующие с метасоматитами мигматиты и гранитоиды. Впрочем, следует учесть мнение [8] о наличии и более древних, триасовых метаморфических образований в зоне Окчхон.

Туманганская складчато-покровная зона, с северо-востока примыкающая к континентальному блоку Нанним и далее продолжающаяся в СССР на территорию Приморья, имеет наиболее сложное строение, позволяющее предположить, что в этой зоне произошла интерференция дислокаций, возникших в триасе (индосиниды) и юре (ранние яньшаниды). Наличие здесь офиолитов, известных во Внутренней зоне Японии (но не обнаруженных в сутурах Имджиган и Окчхон), свидетельствует о генетической и структурной связи двух этих зон, нарушенной в кайнозое при раскрытии Японского моря.

Зона Туманган представляет собой серию деформированных тектонических покровов, образованных разновозрастными и весьма разнообразными по условиям накопления породами. Судя по среднемасштабным геологическим картам и другим данным [1, 4], эта серия вергентных в сторону океана покровов образована мигматитами и анатектическими гранитоидами позднепалеозойско-триасового и юрского возраста; флишoidalными образованиями с примесью пирокластического материала и фауной карбона и перми; эффузивами и туфами среднего — основного состава, тектонически совмещенными со сланцами и терригенными породами предположительно пермско-триасового возраста; сложным аккреционным комплексом, состоящим из среднеосновных вулканитов, алевролитов, известняков, яшмоидов, относимых то к протерозою (в случае их интенсивного метаморфизма), то к верхней перми; комплексом базитов (габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты, нередко превращенные в амфиболиты); базит-гипербазитовым комплексом, существенно серпентинизированным. Таким образом, в аллохтонных пластинах зоны Туманган тектонически совмещены комплексы разновозрастных островных дуг, окраинных морей и коры океанических бассейнов. Вдоль надвигов эти образования претерпели метаморфизм, интенсивную мигматизацию и гранитизацию.

Для расшифровки мезозойской истории развития территории Кореи важное значение имеет рассмотрение мезозойских олистостромово-молассовых и магматических образований.

Олистостромово-молассовые континентальные отложения накапливались во впадинах, возникавших в связи с образованием покровно-надвиговых структур, а также в зонах сдвигов, сопряженных с этими структурами. Отмечается общее омоложение этих отложений от верхнего триаса — нижней юры на северо-западе Кореи до нижнего мела на юго-востоке. Верхнетриасово-нижнеюрские континентальные отложения вскрываются во впадинах, расположенных в южной части блока Нанним (в пределах Пхеннамской синформы), где они сложены красноцветной сви-



той сонним, состоящей из конгломератов, песчаников и гравелитов, являющихся продуктами перемыва пород фундамента и чехла древней континентальной коры, а также угленосными алевролитами и аргиллитами. Особенно широкое, хотя и локальное, развитие в Корее имеют олистостромово-молассовые отложения с юрской флорой. Они слагают узкие впадины на северо-востоке территории КНДР, перед фронтом структур зоны Туманган, а также на юге, во фронтальной и тыловой частях сутуры Окчхон, и всюду представлены терригенными, нередко угленосными отложениями. Интересно отметить развитие вергентных в сторону океана складчато-надвиговых дислокаций в юрских олистостромово-молассовых отложениях, интенсивность которых резко возрастает в южном направлении. Наиболее молодые, нижнемеловые олистостромово-молассовые образования вскрываются на юге Корейского полуострова из-под чехла меловых вулканитов. Анализ предшествующих материалов [1, 3, 19] на основе космических снимков показывает, что приводимые ранее цифры многокилометровых мощностей объясняются нарушением нижнемеловых терригенных отложений (конгломераты, песчаники, угленосные аргиллиты и алевролиты) серией листрических сбросов, связанных с раскрытием Японского моря и вергентных в сторону континента. Кроме того, представляется необоснованным традиционное включение этих терригенных отложений в разрезе мел-палеогенового вулканического пояса, с которым они, по нашему мнению, ни структурной, ни генетической связи не имеют.

Среди мезозойских магматических образований важное значение в качестве индикаторов палеотектонических обстановок имеют разновозрастные анатектические гранитоиды, возникшие при коллизионном режиме, и окраинно-континентальные вулканические пояса, сформировавшиеся над зонами субдукции.

Суммируя известные на настоящий момент данные по абсолютному возрасту пород (преимущественно К, Аг-метод по порода и слюдам) [1, 19], можно говорить о двух этапах анатектического гранитообразования: в интервалах 225—190 и 183—135 млн. лет. Первый из них, судя по сводке С. М. Ли [19], проявился в северной части п-ова Корея, к северу от сутуры Имджиган, а второй, более мощный, затронул всю территорию, особенно интенсивно южную часть и район складчато-покровной зоны Туманган.

Триасовые интрузии включают два комплекса: хесанский и пхёнганский [1]. Гранитоиды первого из них слагают как конформные по отношению к вмещающим породам субпластовые тела, так и дискордантные массивы, причём первые из них ассоциируются с зонами изменения пород в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях, сопровождающиеся мигматизацией. Пхёнганский комплекс включает щелочные интрузии (нефелиновые сиениты, арфведсонитовые и эгириновые сиениты), возникшие вдоль северо-западного ограничения сутуры Имджиган и приуроченные к зонам вмещающих пород, которые испытали альбитизацию и амфиболитизацию.

Широко развитые по всей Корее субпластовые массивы гранитоидов юрского танчхонского комплекса, как правило, конформны по отношению к крупным тектоническим шарьяжам, в пределах которых они располагаются и ассоциируют с породами зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Одна из полос анатектических юрских гранитоидов пересекает сутуру Имджиган и ассоциирующие с ней массивы гранитоидов триаса.

Полуостров Корея пересекается двумя окраинно-континентальными вулканическими поясами: верхнеюрским — неокомовым Северокорейским и верхнемеловым — раннепалеогеновым Южнокорейско-Японским. Первый из них, протягивающийся на территорию КНДР от г. Саривон на юго-западе до г. Хесан (левобережье р. Амнокан) на северо-востоке, сильно нарушен позднейшими сбросами и сдвигами и в целом образован тремя толщами [7]: туфогенно-терригенными в нижней и верхней частях и вулканогенной (с широко дифференцированным рядом пород от анде-

зито-базальтов до риолитов) в средней. Южнокорейско-Японский пояс занимает южную часть п-ова Корея, а также Внутреннюю зону Японии. Слагающие его образования, выделяемые в серию Силла [21], включают ряд от андезитов до риолитов, сопровождающийся терригенно-туфогенными породами. Развитие этого пояса, судя по фитологическим данным [1, 3, 21], началось с позднего альба или сеномана и завершилось в начале палеогена, когда сформировался связанный с этим поясом гранитоидный комплекс пулгукса; возраст пород последнего (К, Аг-метод по биотиту и калишпату) — 87—48 млн. лет.

#### ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КОРЕЙСКО-ЯПОНСКОГО РЕГИОНА В МЕЗОЗОЕ

Синтез рассмотренных выше структурно-вещественных комплексов Корейско-Японского региона, являющихся индикаторами определенных геодинамических режимов (островодужных, окраинно-морских, коллизионных и др.), позволил реконструировать модели палеотектонических обстановок для различных этапов мезозойской истории развития западного обрамления Тихого океана. Однако скудость палеомагнитных данных не дает пока возможности определить точное положение отдельных реконструируемых объектов. Для обозначения этапов мезозойских орогенических движений нами используются названия, широко принятые в Юго-Восточной Азии: индосинийский этап триасового возраста и яньшаньский — юрского. Для первого из них в Корее принят термин Сонним, в Японии — Акиёси. Раннеяньшаньская орогенция в Корее именуется Тэбо, позднеяньшаньская — Тайхо; синонимы этих терминов в Японии — соответственно Ога и Сакава.

*Конец позднего палеозоя — триас.* В карбоне и перми в западной части Тихого океана располагался ансамбль различной величины блоков континентальной коры, разделенных океаническими пространствами (рис. 4, а). Наибольшими размерами обладали Сино-Корейская и континентальная плита Янцзы, составными частями которых являлись соответственно блоки Нанним и Сабэксан—Хида. К северу от Сино-Корейской плиты располагался палеозойский океан, отделявший ее от Сибирского континента [22]. Между плитами Сино-Корейской и Сабэксан—Хида размещался микроконтинент Кёнги, отделенный от первой окраинно-морским бассейном Имджиган, а от второй — бассейном Очхон, причем в обоих этих бассейнах происходила субдукция океанических плит с развитием островодужных систем. Из-за чрезвычайно интенсивного метаморфизма последних и сложной их дислоцированности определить полярность дуг и направление погружения плит не представляется возможным. По-видимому, именно с формированием островных дуг в бассейне Имджиган связано возникновение в их тылу высокотитанистых и высококальциевых габбро и диабазов намганского комплекса [1], прорывающих синийско-палеозойский чехол континентального блока Нанним.

К внешней, обращенной к океану части континентальной плиты Сабэксан—Хида примыкал окраинно-морский бассейн Циркумхида—Чугоку—Туманган с ансамблем островных дуг и древних континентальных блоков типа Хонсю (см. рис. 4, а). Учитывая наличие в породах покрова Майзуру проявления высокobarического метаморфизма в интервале 275—260 млн. лет, можно предположить вариссийскую коллизию в середине перми, в результате которой произошло столкновение континентального блока Хонсю с частью островных дуг бассейна Циркумхида—Чугоку—Туманган (см. рис. 4, б). При этом возник покров офиолитов Якуно, принадлежащий плите перекрывающей, а также покровы Сангун и Ога, относящихся к плите субдуцируемой [13]. Нараставший в возникшей сутуре режим сжатия привел к накоплению пермской олистостромы Майзуру, а также к гравитационному оползанию офиолитов Якуно на покровы Ога и Сангун с частичным переотложением в виде олистолитов в формирующейся олистостроме. Учитывая наличие среди сланцев Унасуки кислых вулканитов, можно предположить, что субдукция океаниче-

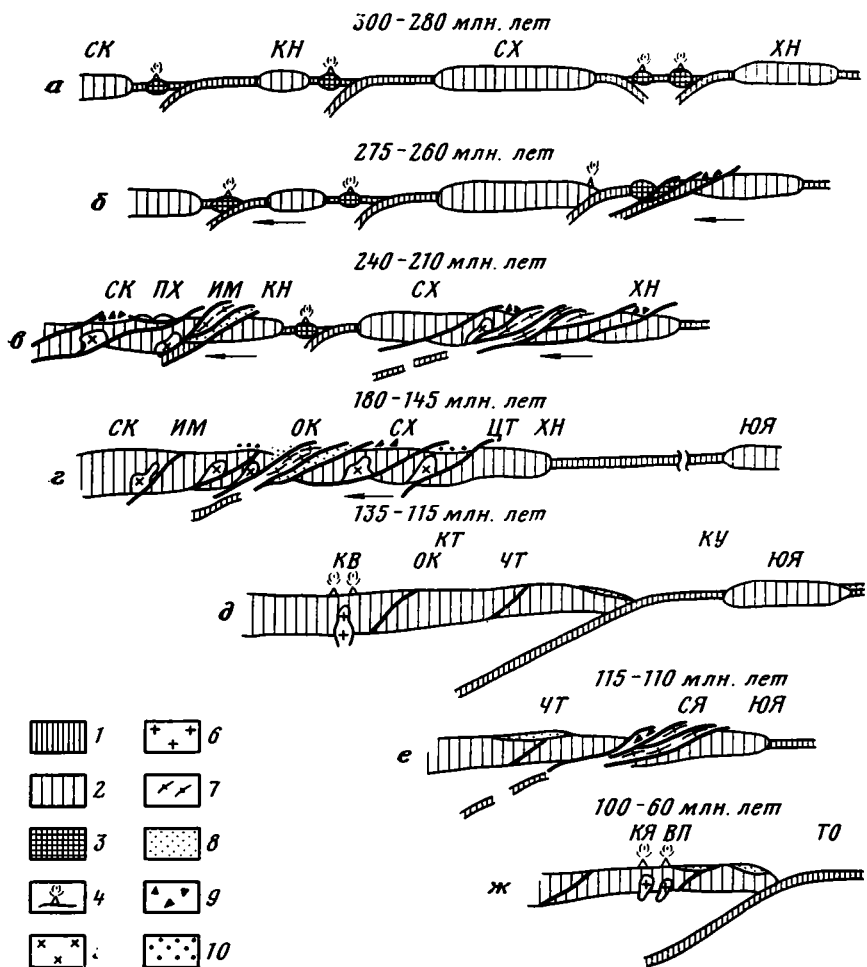


Рис. 4. Палеогеодинамические профили Корейско-Японского региона для позднего палеозоя — мезозоя

1—2 — коры: 1 — океаническая, 2 — континентальная; 3 — островные дуги; 4 — окраинно-континентальные вулканические пояса; 5—6 — гранитоиды, связанные: 5 — с коллизией, 6 — с субдукцией; 7 — сланцы по океаническим и островодужным образованиям; 8 — турбидиты и олистостромы; 9 — олистостромы; 10 — моласса и олистостромы. Плиты: ТО — Тихоокеанская, КУ — Кула, КТ — Катазиатская; континентальные микроплиты и блоки внутри океанических плит: СК — Сино-Корейская, КН — Кенги, СХ — Сабэксан — Хида, ХН — Хонсю, ЮЯ — Южнояпонский; складчато-покровные зоны (сутуры): ИМ — Имджиган, ОК — Очхон, ЧТ — Чугоку — Циркумхида — Туманган, СЯ — Срединно-японская; ПХ — синформа Пхеннам; окраинно-континентальные вулканические пояса: КВ — Северокорейский, КЯВП — Южнокорейско-Японский

ской плиты под островные дуги в конце перми сменилась субдукцией под континент Сабэксан—Хида с формированием на его краю вулканоплутонического пояса.

В триасе субдукция океанической плиты под континент Сабэксан — Хида привела к сближению последнего с континентальным блоком Хонсю, что завершилось коллизией двух этих кратонов (см. рис. 4, б). В результате этой индосинийской орогении сформировался палеозойско-раннемезозойский складчатый пояс, с внешней по отношению к океану стороны обрамлявший континент Сабэксан — Хида и ныне фрагментарно вскрывающийся на разобщенных площадях: во Внутренней зоне Японии, на северо-востоке КНР и в советском Приморье. Надвигание континентального блока Хида на Хонсю вызвало расчешуивание фронтальной части первого из них и гранитизацию. Аналогичные анатектические границы сопровождают зону Туманган на северо-востоке КНДР. Формирование индосинийских коллизионных структур продолжалось большую

часть триаса, на что указывает позднетриасовый возраст отложений, составляющих в Японии неоавтохтон этих покровов [13].

В индосинийский этап произошло закрытие не только Циркумхида-Чугоку-Туманганского океана, но и бассейна Имджиган с формированием одноименной сутуры [14]. В ходе коллизии блоков Нанним и Кёнги произошло надвижение первого на второй, обусловленное, по-видимому, субдукцией океанической плиты указанного бассейна под Сино-Корейский континент и оконтуривающий последний островную дугу. При этом в сутуре Имджиган сформировались вергентные в сторону океана покровно-надвиговые дислокации, а надвинутый континентальный блок Нанним в условиях интенсивного сжатия испытал расчешуивание, увеличение мощности коры, интенсивный метаморфизм и гранитизацию. Начало коллизионного процесса датируется возрастом метаморфизма в 240—220 млн. лет [18], а мигматизация и выплавки гранитоидных расплавов возникли в интервале 225—190 млн. лет [1, 19], т. е. на завершающих стадиях коллизионного процесса. Явления анатексиса во фронтальной части блока Нанним сопровождалось натровым метасоматозом, приведшим к появлению сиенитов.

Индосинийская коллизия вызвала срыв с фундамента и расчешуивание синийско-палеозойских отложений чехла Наннимского блока с образованием Пхеннамской синформы, причем наиболее сложно, с формированием чешуйчато-надвиговых структур, была дислоцирована фронтальная часть этой синформы, примыкающая к сутуре Имджиган. Оформленные покровно-надвиговых структур сопровождалось появлением впадин, в которых накапливались позднетриасово-раннеюрские континентальные олистостромово-молассовые образования. Крайне-морской бассейн Окчхон на рассматриваемом этапе продолжал функционировать, однако индосинийская орогения проявилась и в нем, о чем свидетельствует проявление здесь процессов метаморфизма в интервале 219—190 млн. лет [8].

*Юра.* На этот период приходится пароксизм коллизионных процессов, которые дискретно развивались на западном обрамлении Пацифики, начиная по крайней мере с позднего палеозоя. В результате этой раннеяньшаньской гиперколлизии, продолжавшейся в интервале 180—155 млн. лет, произошло закрытие бассейна Окчхон, и спаивание блоков Сино-Корейского, Кёнги, Сабэксан—Хида, Хонсю в единую Катазиатскую плиту (см. рис. 4, г). Последняя, причленившись к Ангарской континентальной плите [2, 22], составила юго-восточную окраину Азиатского континента. Закрытие бассейна Окчхон было вызвано, по-видимому, завершением субдукции остатков океанической коры этого бассейна под островную дугу, примыкающую к континентальному блоку Кёнги (см. рис. 4, в, г). Столкновение двух обширных континентальных масс привело не только к оформлению складчато-покровных образований зоны Окчхон, шарнированных на блок Сабэксан—Хида, но и к формированию чешуйчато-надвиговых структур в столкнувшихся континентальных массах со срывом и расчешуиванием их чехла. Эти явления способствовали росту континентальной коры и наиболее широкому за всю мезозойскую историю проявлению прогрессивного метаморфизма в интервале 180—155 млн. лет [8, 13, 18], который затронул все ранее возникшие образования. Метаморфизм — от зеленосланцевой до гранулитовой фаций с преобладанием зеленосланцевой — сопровождался обширной мигматизацией и гранитизацией.

Наиболее мощные полосы юрских гранитоидов возникли в Окчхонской складчато-покровной зоне и в надвинутым на нее крае континентального блока Кёнги, маркируя таким образом раннеяньшаньский коллизионный шов. Чаще всего анатектические расплавы оставались на месте возникновения, формируя субпластовые тела конформных очертаний, но в условиях сжатия местами они выдавливались вверх с образованием дискордантных штокообразных массивов. Раннеяньшаньская гранитизация проявилась и в более внутренних, северных частях Сино-Корейской плиты, особенно в зоне Туманган, являясь индикатором проявившихся здесь

коллизийных процессов, которые усложнили индосинийские структуры. Известны юрские граниты и в блоке Хида Японии, где они входят в состав гранитов Фунатсу. Раннеяньшаньская гиперколлизия вызвала коробление столкнувшихся кратонов и накопление мощных юрских олистостромово-молассовых образований.

К югу от Катазиатской плиты располагалась океаническая площадь Танба, являвшаяся составной частью плиты Кула. На этой площади в юрское и раннемеловое время происходило накопление олистостром и турбидитов, а также излияния внутриплитных базальтов.

*Поздняя юра — мел.* Завершение раннеяньшаньской коллизии коррелируется с началом субдукции плиты Кула под Катазиатский континент (см. рис. 4, *д*), которая продолжалась в интервале 135—115 млн. лет. Палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что Катазиатская плита занимала современное положение [15]. Субдукция обусловила формирование верхнеюрско-неокомового Северокорейского вулканического пояса, послужившего неоавтохтоном для индосинийских и раннеяньшаньских складчато-покровных сооружений. В преддуговой прогибе в это время происходило накопление турбидитов Санбонсан, а также олистостромовых образований в связи с формированием аккреционной призмы над зоной субдукции.

Завершение развития Северокорейского пояса было обусловлено заклиниванием зоны субдукции в связи с приближением к континенту впадного в океаническую плиту Кула Южнояпонского континентального блока (см. рис. 4, *е*). Эта позднеяньшаньская коллизия протекала, по-видимому, в несколько стадий [11, 12]. На первой из них океанические офиолиты пододвигающейся плиты, попав в зону столкновения, претерпели высокобарический метаморфизм, сформировав покров зеленых сланцев Японии [11, 12]. На второй стадии юрская олистострома была шарьирована в сторону океана, сформировав поверхностный покров, который перекрыл покров зеленых сланцев. Процесс коллизии, как и на более ранних этапах, сопровождался тектоническим расчлениванием столкнувшихся континентальных масс, дислокацией ранее возникших образований, в том числе и юрских олистостромово-молассовых. Во впадинах, появившихся в результате коробления столкнувшихся блоков, накапливались олистостромово-молассовые отложения, которые ныне фрагментарно сохранились как в пределах блока Сабэксан, так и во Внутренней зоне Японии. Поздний мезозой характеризуется резким изменением кинематики плит Пацифики [17]. Начиная, по-видимому, с сеномана под нарастающую окраину Азиатского континента началась субдукция Тихоокеанской плиты, с которой генетически был связан Южнокорейско-Японский вулканический пояс. Мощные накопления вулканитов сопровождалось формированием гранитов Пулгукса, а также зоной высокотемпературного метаморфизма Риоке. В преддуговой прогибе перед фронтом пояса происходило накопление турбидитов Схиманто; формированием Южно-Корейско-Японского окраинно-континентального пояса завершается мезозойская история развития Корейско-Японского региона.

## ВЫВОДЫ

1. Несмотря на территориальную разобщенность Кореи и Японии, синтез геологической информации выявил единые для Корейско-Японского региона латеральные ряды палеозойских и мезозойских структур, в которых реконструируются континентальные плиты и микроплиты с окраинно-континентальными вулканическими поясами, а также океанические плиты с развивавшимися в их пределах островодужными вулканическими поясами. Установление тектонических сутур — следов закрытия разновозрастных океанических бассейнов, сопровождающихся оформлением складчато-покровных дислокаций, накоплением олистостромово-молассовых отложений, возникновением зон высокобарического метаморфизма с выплавкой анатектических гранитоидов, — выявило значитель-

ную роль коллизионных процессов в формировании в мезозое западного обрамления Тихого океана.

2. История развития Корейско-Японского региона включает несколько этапов. При варисийско-индосинийской орогении произошло столкновение Сино-Корейской континентальной плиты с микроплитой Кёнги с оформлением коллизионной сутуры Имджиган, а также континентальных плит Сабэксан—Хида и Хонсю с закрытием палеозойского окраинно-морского бассейна Чугоку—Цуркумхида—Туманган и формированием тектонических покровов, вскрывающихся ныне во Внутренней зоне Японии и зоне Туманган КНДР. Юрская раннеаньшаньская гиперколлизия привела к спаиванию мозаики континентальных блоков в единую Катазиатскую плиту, служившую юго-восточной окраиной Азиатского континента в мезозое и сильно нарушенную в кайнозое. В поздней юре — неокоме и в позднем мелу — начале палеогена на этой окраине происходило формирование двух окраинно-континентальных вулканических поясов — Северокорейского и Южнокорейско-Японского.

#### Список литературы

1. Геология Кореи/Под ред. Масайтиса В. Л. М.: Недра, 1964. 263 с.
2. Ильин А. В. К тектонике Южного Китая//Геотектоника. 1986. № 1. С. 32—46.
3. Кобаяси Т. Геология Кореи и сопредельных территорий Китая. М.: Изд-во иностр. лит., 1959. 265 с.
4. Магматизм и полезные ископаемые северо-восточной Кореи и юга Приморья/Под ред. Ракдевич Е. И. М.: Наука, 1966. 246 с.
5. Федорчук А. В., Филатова Н. И., Шилов В. Н., Ким Хен Со, Чо Ир Вен и др. Кайнозойский рифтогенный магматизм района Кильчу—Менчхон (КНДР)//Вулканология и сейсмология. 1989. № 5. С. 90—96.
6. Федорчук А. В., Филатова Н. И., Шилов В. Н. и др. Позднекайнозойский вулканизм северо-востока КНДР//Вулканология и сейсмология. 1990. № 3. С. 36—48.
7. Филатова Н. И., Шилов В. Н., Гулько Н. И. и др. Новые данные о позднеюрском — раннемеловом вулканизме запада КНДР//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 9. С. 64—77.
8. Cliff R. A., Jones G., Choi W. C., Lee T. J. Strontium isotopic equilibration during metamorphism of tillites from the Ogcheon Belt, South Korea//Contrib. Mineral. Petrol. 1985. V. 90. P. 346—352.
9. Choi H. J. Sedimentation and evolution of the Cretaceous Gyengsang Basin, south-eastern Korea//J. Geol. Soc. London. 1985. V. 143. P. 29—40.
10. Faure M., Cadet J. P. A glance Japon upon the geology of Korea//Comptes rendues de L'Academie des sciences. 1985. T. 301. Sér. II. N 10. P. 727—729.
11. Faure M., Caridroit M., Charvet J. The late Jurassic oblique collisional orogen of SW Japan. New structural data and synthesis//Tectonics. 1986. V. 5. N 7. P. 1089—1114.
12. Faure M., Caridroit M., Guidi A., Charvet J. The late Jurassic orogen of south west Japan: nappe tectonics and logitudinal displacement//Bull. Soc. geol. France. 1987. V. 8. T. III. N 3. P. 447—485.
13. Faure M., Charvet J. Late Permian-early Triassic orogeny in Japan: piling up of nappes, transverse litation and continental subduction of the Honsu block//Earth of Planet. Sci. Let. 1987. N 84. P. 295—308.
14. Filatova N. J. Indicators of the collisional borders in South//Abstr. Wash., 1989. P. 485—486.
15. Gidong L., Besse J., Courtillot V. Eastern Asia in the cretaceous: new paleomagnetic data from south Korea and a new look at Chinese and Japanese data//J. Geophys. Res. 1987. V. 92. N 135. P. 3580—3596.
16. Hase A., Nishimura Y. Greenstone in the Chugoku district//J. Geol. Soc. Japan. 1979. N 85. P. 401—412.
17. Hilde T. W. C., Uyeda S., Kroenke L. Evolution of the Western Pacific and its margins//Tectonophysics. 1977. N 38. P. 145—165.
18. Hiroi J. Subdivision of the Hida metamorphic complex, central Japan and a its bearing on the geology of the Far East in Pre-Sea of Japan time//Tectonophysics. 1981. V. 76. P. 317—333.
19. Lee S. M. The tectonic setting of Korea, with relation to plate tectonics//Miscellan. publ. 1974. N 34. P. 17—27.
20. Maruyama S., Seno T. Orogeny and relation plate motions: example of the Japanese islands//Tectonophysics. 1986. V. 126. P. 305—329.
21. Um Sang-Ho. Geology of Korea//Memoir Geol. Soc. China. 1979. N 3. P. 1—55.
22. Zhang Zh. M., Lion J. G., Coleman R. G. An outline of plate tectonics of China//Bull. Geol. Soc. Amer. 1984. V. 95. N 3. P. 295—312.

## ХРОНИКА

УДК 55 : 001.83

ВТОРОЕ ВСЕСОЮЗНОЕ СОВЕЩАНИЕ  
«ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ»

С 25 по 27 октября в г. Звенигороде состоялось второе Всесоюзное совещание «Тектоника литосферных плит» (процессы на границах плит, тектоника плит и рудообразование).

Совещание было организовано Институтом океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР при участии Института литосферы АН СССР и Советского комитета по международной программе «Литосфера» (рабочая группа 2.2). Оно собрало свыше 250 участников из многих научных и производственно-геологических организаций. Проведение совещания совпало с международным рабочим совещанием по теме «Процессы на границах плит и связанные с ними минеральные ресурсы». Поэтому в работе совещания приняло участие 10 иностранных ученых из США, Франции, Нидерландов, Израиля. Иностранцы представили на совещание несколько докладов по кардинальным проблемам современной тектоники, среди которых можно выделить: «Офиолиты и тектоника плит» (Р. Колман), «Тектоника террейнов» (З. Бен-Аврахам), «Плитотектонические реконструкции» (К. Скотиз). Всего на совещании было заслушано 235 докладов, из них 3 пленарных, 113 секционных и 119 стендовых.

Данное совещание было вторым после проведенного два года назад. По сравнению с предыдущим совещанием значительно возросло количество представленного материала. В максимальной мере к участию в работе совещания привлекались молодые ученые, среди которых было большинство конвинеров секций. Работа совещания проходила по шести секциям: теоретические вопросы геодинамики; современные процессы на границах плит; движение плит, орогеня и магматизм; региональная тектоника плит: океаны; региональная тектоника плит: континенты; тектоника плит и полезные ископаемые.

Представительность совещания, широкая тематика обсуждаемых вопросов, участие иностранных ученых, широкий диапазон научных и производственных учреждений показывают, что идеи тектоники плит прочно вошли в повседневную работу большого числа советских ученых и геологов-практиков. За время, прошедшее с предыдущего совещания, подготовлена к изданию «Геодинамическая карта СССР» — первый в мире опыт составления карты на плитотектонической основе для столь обширной территории, как Советский Союз (красочная проба карты демонстрировалась на совещании Л. М. Натаповым с соавторами.) Начаты и успешно продолжают работы на геодинамических полигонах согласно Геодинамической программе Министерства геологии СССР. Проведены палеомагнитные исследования террейнов на востоке СССР, Урале, Тянь-Шане и Монголо-Охотском поясе. Детальные геофизические исследования, в особенности многоканальное сейсмопрофилирование методом отраженных волн, дали ценный материал о тонкочешуйчатом строении складчатых поясов, Курило-Камчатской зоны субдукции, зоны субдукции по северо-западной окраине Черного моря, рифтовой зоны Байкала.

Детальные геолого-геофизические исследования зон спрединга, с применением подводных аппаратов, заставили отказаться от простой слоистой модели строения океанической коры, создаваемой в медленоспрединговых хребтах, и предложить новую блоковую модель. Среди теоретических обобщений следует упомянуть модель двухъярусной тектоники плит в приложении к границам плит, гипотезу о тектонике горячих полей, физическое моделирование рифтогенеза, субдукции, тепловой эволюции литосферы.

Совещание с удовлетворением отметило, что в ряде вузов страны началось систематическое чтение лекций по тектонике плит. Закончено составление первых учебных пособий, вышел из печати сборник трудов первого совещания, сдана в печать двухтомная монография по тектонике плит СССР. Вместе с тем общее состояние с подготовкой специалистов в области тектоники плит оставляет желать лучшего.

Совещание приняло следующее решение:

- 1) необходимы дальнейшие углубленные исследования, направленные на внедрение тектоники плит в практику научных исследований и производственной деятельности;
- 2) рекомендовать обучение геологов основам тектоники плит;
- 3) рекомендовать включение тектоники плит как обязательного раздела в учебные программы вузов геологического профиля;

4) необходимо всячески развивать совместные плитотектонические исследования с зарубежными учеными;

5) рекомендовать создание региональных и всесоюзных банков данных с плитотектонической информацией.

6) признать необходимым развивать такие исследования, как палеомагнитные, биогеографические, геохимические, геодинамические, сейсмические отраженными волнами на континентах, гравиметрические, геодезические, спутниковые альтиметрические. Крайне важно обеспечить компьютерной техникой;

7) указано на необходимость того, чтобы гравиметрические данные были открыты для научных исследований;

8) решено создать научный совет по тектонике литосферных плит. Следующее, третье совещание по тектонике литосферных плит решено провести в 1991 г.

*В. Г. Казьмин,  
Е. И. Приставакина*

УДК 55 : 061.3

## ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ЗОНАХ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

На фоне широкого развития исследований по разломной тектонике и оценке роли разломов в формировании различных формационных типов пород и руд неоправданно мало работ по изучению эндогенных процессов в самих зонах разломов.

Этой проблеме было посвящено Всесоюзное совещание «Эндогенные процессы в зонах глубинных разломов», проходившее в Иркутске в Институте земной коры СО АН СССР с 31 октября по 3 ноября 1989 г. В работе совещания приняли участие более 60 докладчиков из различных геологических организаций Союза, приехавших из Иркутска, Новосибирска, Москвы, Ленинграда, Свердловска, Кольского региона, Казани, Душанбе, Якутска, Баку, Благовещенска, Магадана и других районов страны.

Анализ присланных тезисов и заслушанных докладов дает основание для вывода о том, что очень небольшое число исследователей занимается непосредственно изучением горных пород и руд в самих разломах. Чаще подвергаются изучению околоразломные метасоматиты, магматические тела, сопровождающие разломы, и приуроченные к ним рудные месторождения. Это объясняется трудностями чисто методического характера, поскольку тектониты внутри зон разломов большей частью являются тонкодисперсными трудно диагностируемыми породами с характерным набором конвергентных признаков. Методологические трудности распознавания и диагностики таких пород очевидны и часто порождают неопределенности генетического плана, когда трудно отнести породу к тому или иному типу проявления эндогенных процессов. Терминологическая неопределенность порождает и неконкретность в определении названий пород и выяснения их генезиса. Все это диктует разработку классификации пород, слагающих зоны глубинных разломов, обладающих многими специфическими чертами, отличающими их от метаморфических и метасоматических пород.

Резюмируя итоги совещания можно отметить следующее.

1. Каждый уровень зрелости литосферы характеризуется типичным набором зон глубинных разломов со специфической гаммой проявленных в них эндогенных процессов. В свою очередь характер проявления этих процессов определяется уровнями дренирования литосферы, типом и энергоемкостью флюидных систем, питающих такие разломы, и их динамическим режимом.

2. Наиболее энергоемкими и длительно функционирующими являются шовные тектонические зоны, разделяющие литосферные блоки разной зрелости, в них обычно проявлены процессы, в которых принимали участие флюидные системы из различных по составу и глубинным залегающим астеносферным слоям. К подобным зонам, нередко характеризующим коллизионные ситуации, зачастую приурочены высокобарные эклогитоносные комплексы, на которые накладываются более поздние процессы регрессивного метаморфизма и гранитизации (Л. С. Котова, В. В. Котов). К этим разломам приурочены долговечные магматические мантийные системы, на базе которых формируются массивы ультраосновных и основных пород (Ю. И. Сыстра, М. И. Грудинин, А. М. Мазукабов, А. А. Ефимов, А. М. Виноградов, К. Н. Малич, Н. С. Малич).

3. В зонах глубинных разломов, являющихся активными флюидопроводниками, в условиях сжатия реализуется весьма эффективный механизм пленочного массопереноса флюидных, петрогенных и рудных компонентов (Ф. А. Летников, В. Б. Савельева, С. О. Балышев). При этом формируются синтетонические метасоматиты, несущие черты метаморфической породы, но образовавшиеся метасоматическим путем. В итоге выделяются два типа тектонитов в зонах глубинных разломов: 1) квазинизохимические, в которых минеральные, структурные и текстурные преобразования пород не сопровождаются существенным изменением их химического состава. Это тектониты надвиговых зон меланжа в подошве тектонических пластин. Как правило эти разломы гаснут в коре и не характеризуются интенсивной эндогенной деятельностью, обычно они магматичны; 2) неизохимические тектониты слагают зоны глубинных разломов, дренирующих мантию. В одних случаях это зоны гранитизации, в других — щелочного или щелочно-земельного метасоматоза (Ф. А. Летников, Л. Я. Шмураева, Т. П. Гантимурова, В. И. Левницкий,



Е. Н. Терехов). Кроме того, зоны разломов глубинного заложения, особенно шовные разломы, являются путями длительного флюидного тепло- и массопереноса, что приводит к формированию сопряженных с ними метаморфических поясов (Е. П. Васильев, Л. З. Резницкий, А. И. Сизых, В. Е. Минаев, Г. М. Другов).

4. Выделено два типа зон глубинных разломов (Ф. А. Летников). К первому относятся долгоживущие мощные и протяженные системы разломов, возникающие на ранних и средних этапах «созревания» литосферы. Как правило, это зоны гранитизации. С ними связано формирование гранито-гнейсовых куполов и на более поздних этапах — гранитных массивов. Ко второму относятся более поздние разломы, типичные для зрелой литосферы. Они проникают глубже истощенного слоя мантии и дренируют подстилающую его астеносферу. С ними связаны месторождения редких металлов, редкометалльные метасоматиты, карбонатиты и зоны фторного метасоматоза. Рудоносные структуры подобного типа были изучены на Кольском полуострове, в Карелии, Восточной Сибири, Алтае, Казахстане и других регионах (Ф. А. Летников, В. Г. Петров, В. Н. Собаченко, В. И. Казанский, А. А. Калинин, А. П. Беложнецкий, С. А. Петров, А. Н. Леонтьев).

5. Изучение флюидного режима зон глубинных разломов показало, что уровни дренирования ими литосферы соотносятся с типом флюидных систем и определяют в итоге всю гамму эндогенных процессов в таких тектонических зонах (Ф. А. Летников, В. И. Левицкий, Е. Н. Терехов, Т. П. Гантимурова и др.).

Кроме того, в отдельных докладах рассматривались особенности пластических деформаций в зонах разломов (Б. М. Чиков, С. А. Каргаполов, А. С. Соловьев, Г. Д. Ушаков, В. П. Горбенко и др.), вопросы моделирования процессов магмообразования в литосфере (А. С. Калинин).

Совещание наглядно продемонстрировало высокую информативность пород, заключенных в зонах глубинных разломов, и в то же время отметило отставание исследований в этом чрезвычайно интересном и перспективном направлении геологии.

*Ф. А. Летников:*

УДК 55(092)

**ПЕТР НИКОЛАЕВИЧ КРОПОТКИН**  
(80 лет со дня рождения)



24 ноября 1990 г. исполняется 80 лет Петру Николаевичу Кропоткину, одному из крупнейших советских геологов-тектонистов, члену-корреспонденту АН СССР, советнику дирекции Геологического института АН СССР, вице-президенту Московского общества испытателей природы.

Первая научная работа Петра Николаевича — карта плотности населения СССР (под ред. Н. Н. Барановского) была опубликована девятнадцатилетним студентом. Через 4 года после окончания МГРИ завершено крупное самостоятельное исследование по геологии Северо-Востока СССР, результаты которого представлены на XVII Международный геологический конгресс 1937 г. в Москве. Исследования предвоенных и военных лет в Казахстане ознаменованы открытием месторождений вольфрама и каменного угля, государственными наградами, а региональное обобщение по геологии и металлогении центрального и западного Казахстана завершено защитой докторской диссертации в 1952 г.

Творческая энергия П. Н. Кропоткина ведет к освоению материалов по зарубежной Азии, Тихоокеанскому кольцу, докембрийским платформам. Итогом стал ряд монографий: «Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса» (в соавторстве с К. А. Шахворостовой, 1965 г.), «Глубинная тектоника древних платформ» (1971 г.), обобщение мировых гравиметрических данных (1956 г.). В 1960 г. П. Н. Кропоткин возглавил созданную в Геологическом институте АН СССР лабораторию структурной геофизики, в которой выполнен ряд исследований по тектонике и нефтегазоносности, палеомагнетизму, а его учениками защищены кандидатские и докторские диссертации.

С конца 1950-х годов П. Н. Кропоткин — один из признанных лидеров двух развивающихся научных направлений: мобилизма, получившего в дальнейшем мировое признание в концепции тектоники литосферных плит, и теории дегазации Земли и глубинного неорганического происхождения нефти и газа, намеченной еще в трудах Д. И. Менделеева.

В конце 1970 — начале 1980 годов П. Н. Кропоткиным выполнены анализ и синтез сейсмологических данных и результатов инструментальных измерений напряженного состояния земной коры, получен важный вывод о существовании глобального поля горизонтальных сжимающих напряжений в земной коре, связанных с фазами сокращения радиуса Земли и приводящих к формированию складчатости и дрейфу материков.

Последние пять лет после 75-летнего юбилея Петр Николаевич ознаменовал новыми творческими достижениями: им обоснована новая геодинамическая модель в духе синтеза идей мобилизма и пульсационной геотектонической теории В. А. Обручева, а также выполнены исследования по генезису кольцевых структур на Луне, Земле и других планетах. Продолжается активная и многоплановая научно-организационная деятельность П. Н. Кропоткина.

Редколлегия журнала «Геотектоника», в которой П. Н. Кропоткин состоял течение двадцати лет, поздравляет Петра Николаевича со славным юбилеем и вместе с его многочисленными друзьями и учениками желает ему доброго здоровья и успешной реализации новых творческих замыслов.

*Б. М. Валяев, А. Л. Книппер, А. А. Моссаковский,  
Ю. М. Пуцаровский*

Технический редактор *Л. В. Кожина*

Сдано в набор 06.07.90

Подписано к печати 17.08.90

Формат бумаги 70×108<sup>1/16</sup>

Высокая печать

Усл. печ. л. 11,2

Усл. кр.-отт. 17,4 тыс.

Уч.-изд. л. 12,8

Бум. л. 4,0

Тираж 1518 экз. Зак. 216

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,  
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21.

2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6.

## К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Редакция журнала просит соблюдать следующие правила представления статей в журнал «Геотектоника».

1. Работа должна быть представлена на русском языке в окончательном виде. В конце статьи приводится полное название учреждения, где работа была выполнена, его почтовый адрес, а также адрес и номер телефона автора.

2. Объем статей не должен превышать 20 страниц и кратких сообщений — 8 страниц, включая машинописный текст, список литературы и иллюстрации.

3. К статье необходимо приложить аннотацию (не более 100 слов), в которой должны быть изложены главные выводы.

4. Текст рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

5. Требования к тексту рукописи.

а). Рукопись необходимо печатать на машинке с нормальным шрифтом через 2 интервала, оставляя слева чистые поля шириной 4 см. Обязательно предоставление первого экземпляра машинописи.

б). Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому. В списке литературы приводятся фамилии и инициалы всех авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, номер страниц; для книг — название работы, издательство, место и год издания, количество страниц.

в). Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.

г). Формулы вписываются черными чернилами или тушью. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные — сверху; делать четкое различие О (большим), о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

д). Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции. В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

6. Требования к рисункам.

а). Первый экземпляр рисунков необходимо представить вычерченным черной тушью на чертежной бумаге, пригодным к непосредственному типографскому воспроизведению. Рисунки нельзя перегибать, при пересылке по почте необходимо позаботиться об упаковке, предохраняющей рисунки от деформации. Редакция имеет возможность изготовить издательские оригиналы рисунков за счет организации, представляющей статью. В случае необходимости такой работы, следует приложить гарантийное письмо об оплате изготовления издательских оригиналов рисунков.

б). Второй экземпляр рисунков представляется в виде фотокопий.

в). Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть отпечатаны на глянцевой бумаге.

г). На рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны линейный масштаб и ориентировка. Сейсмические профили должны иметь масштаб в км. На обзорной схеме или карте необходимо отметить положение других рисунков.

д). Необходимо позаботиться о том, чтобы статья была понятна не только специалистам по описываемому району: на рисунках обозначать упоминаемые в тексте тектонические структуры, пункты, свиты. Не следует нагружать рисунки ненужными названиями.

е). Максимальный размер рисунков в журнале 12 × 23 см. Можно предоставить более крупные рисунки (до 50 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении; размер шрифта и нагрузка на рисунках должны допускать уменьшение до указанного выше размера.

ж). На обороте каждой иллюстрации подписывается номер рисунка, фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях.

з). Список подрисовочных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи. В тексте обязательны ссылки на все рисунки.

7. Редакция высылает авторам отредактированный текст для проверки. Дальнейшее прохождение рукописи контролируется редакцией, которая оставляет за собой право при необходимости проводить незначительное сокращение текста.

8. После выхода статьи в свет автор получает 25 оттисков.

В 485

ВОЛГИНА 13 КВ 72

ХЕРАСКОВОЙ Т М

70228

1 р. 40 к.

Индекс 70228

0

**В издательстве «Наука»  
готовятся к печати:**

**Лебедев В. И., Черезов А. М. МОДЕЛЬ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО  
РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ. 1991. 20 л. 4 р. 30 к.**

В монографии разработана физико-механическая модель астеносферного диапиризма, которая положена в основу принципиальной схемы геосинклинального процесса. Определена возможность перехода от формационного и сравнительного тектонического анализа к методу парагенетического анализа тектонических структур с целью выявления связей между геосинклинальным процессом и глубинным тектогенезом.

Книга предназначена для специалистов, занимающихся проблемами региональной и теоретической тектоники и металлогении.

**ПЕЙВЕ А. В. ИЗБРАННЫЕ ТРУДЫ. ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МОБИЛИЗМ. 1991. 28 л. 6 р.**

В книге собраны статьи (1966—1985 гг.), характеризующие учение о мобилизме и эволюции земной коры от океанического типа к континентальному, оказавшие большое влияние на развитие современных мобилистических представлений в СССР и за рубежом. Показана роль тектонических покровов и офиолитовых формаций в складчатых областях. Рассмотрены основные особенности земной коры континентального и океанического типов. Обсуждаются проблемы формирования земной коры континентов и принципы тектонического районирования материков.

Книга рассчитана на геологов, тектонистов.

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

252030 Киев, ул. Пирогова, 4;

197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7;

117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2;

630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22.